This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

Über dieses Buch

Dies ist ein digitales Exemplar eines Buches, das seit Generationen in den Regalen der Bibliotheken aufbewahrt wurde, bevor es von Google im Rahmen eines Projekts, mit dem die Bücher dieser Welt online verfügbar gemacht werden sollen, sorgfältig gescannt wurde.

Das Buch hat das Urheberrecht überdauert und kann nun öffentlich zugänglich gemacht werden. Ein öffentlich zugängliches Buch ist ein Buch, das niemals Urheberrechten unterlag oder bei dem die Schutzfrist des Urheberrechts abgelaufen ist. Ob ein Buch öffentlich zugänglich ist, kann von Land zu Land unterschiedlich sein. Öffentlich zugängliche Bücher sind unser Tor zur Vergangenheit und stellen ein geschichtliches, kulturelles und wissenschaftliches Vermögen dar, das häufig nur schwierig zu entdecken ist.

Gebrauchsspuren, Anmerkungen und andere Randbemerkungen, die im Originalband enthalten sind, finden sich auch in dieser Datei – eine Erinnerung an die lange Reise, die das Buch vom Verleger zu einer Bibliothek und weiter zu Ihnen hinter sich gebracht hat.

Nutzungsrichtlinien

Google ist stolz, mit Bibliotheken in partnerschaftlicher Zusammenarbeit öffentlich zugängliches Material zu digitalisieren und einer breiten Masse zugänglich zu machen. Öffentlich zugängliche Bücher gehören der Öffentlichkeit, und wir sind nur ihre Hüter. Nichtsdestotrotz ist diese Arbeit kostspielig. Um diese Ressource weiterhin zur Verfügung stellen zu können, haben wir Schritte unternommen, um den Missbrauch durch kommerzielle Parteien zu verhindern. Dazu gehören technische Einschränkungen für automatisierte Abfragen.

Wir bitten Sie um Einhaltung folgender Richtlinien:

+ *Nutzung der Dateien zu nichtkommerziellen Zwecken* Wir haben Google Buchsuche für Endanwender konzipiert und möchten, dass Sie diese Dateien nur für persönliche, nichtkommerzielle Zwecke verwenden.

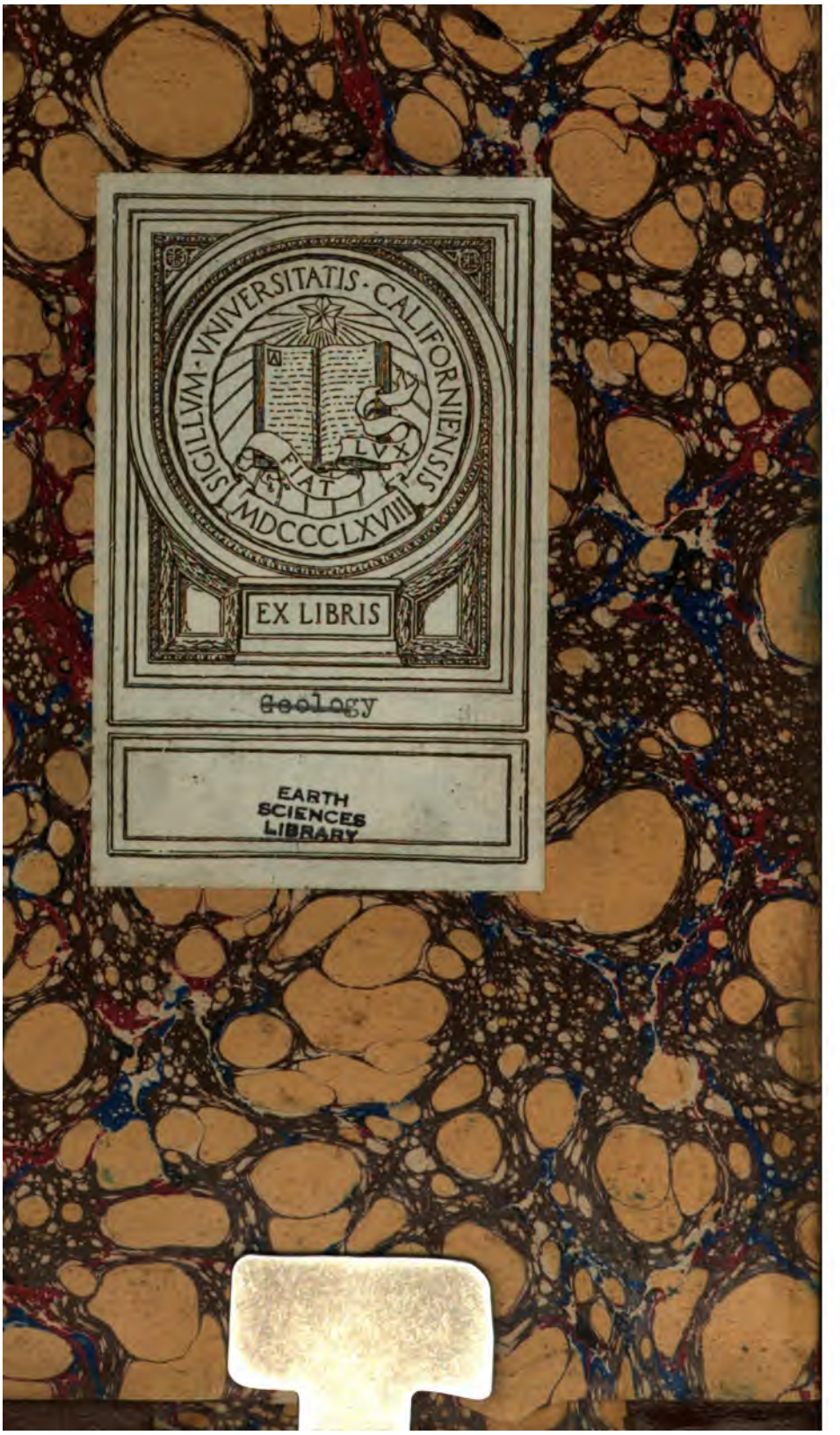
+ *Keine automatisierten Abfragen* Senden Sie keine automatisierten Abfragen irgendwelcher Art an das Google-System. Wenn Sie Recherchen über maschinelle Übersetzung, optische Zeichenerkennung oder andere Bereiche durchführen, in denen der Zugang zu Text in großen Mengen nützlich ist, wenden Sie sich bitte an uns. Wir fördern die Nutzung des öffentlich zugänglichen Materials für diese Zwecke und können Ihnen unter Umständen helfen.

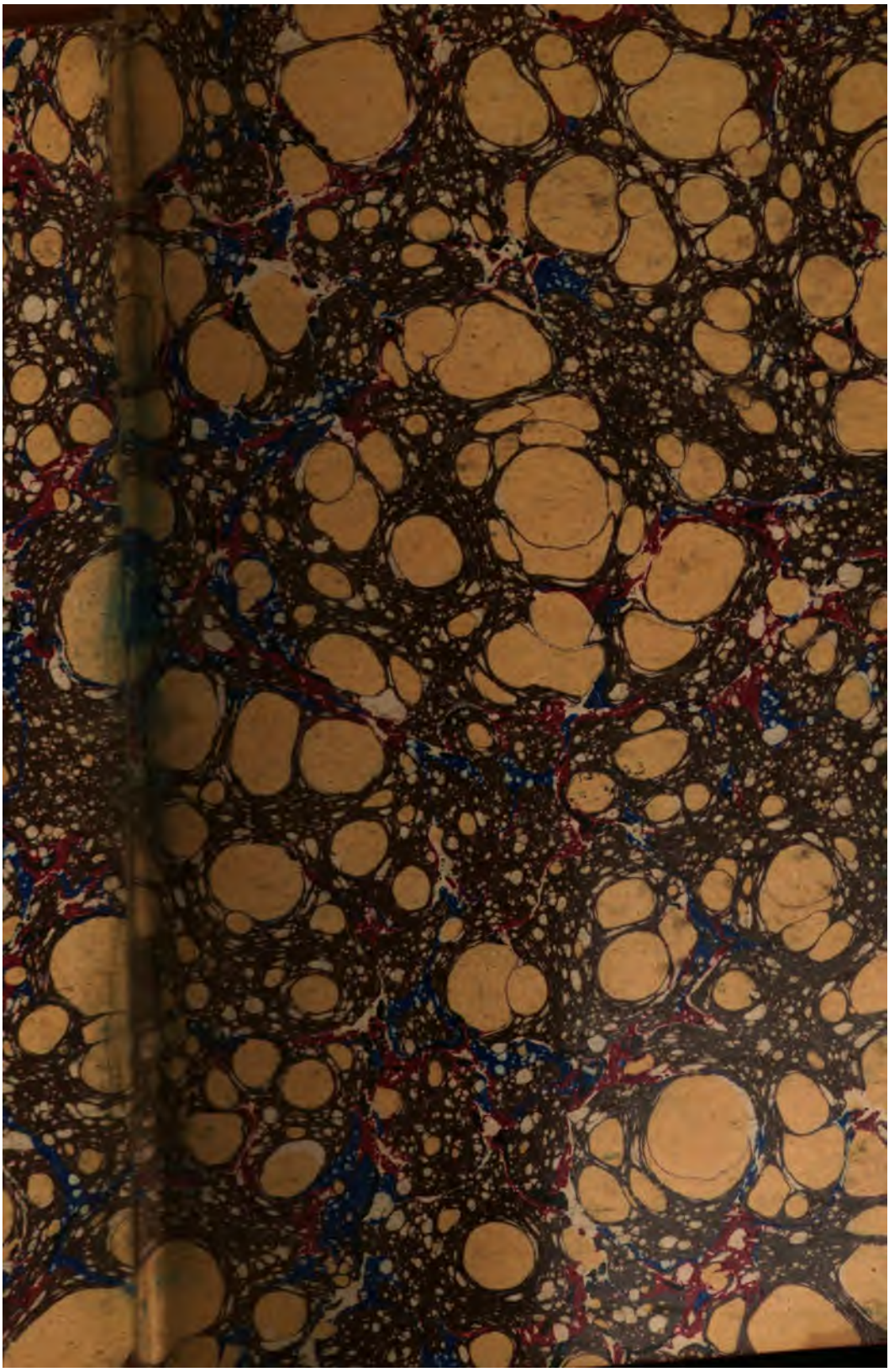
+ *Beibehaltung von Google-Markenelementen* Das "Wasserzeichen" von Google, das Sie in jeder Datei finden, ist wichtig zur Information über dieses Projekt und hilft den Anwendern weiteres Material über Google Buchsuche zu finden. Bitte entfernen Sie das Wasserzeichen nicht.

+ *Bewegen Sie sich innerhalb der Legalität* Unabhängig von Ihrem Verwendungszweck müssen Sie sich Ihrer Verantwortung bewusst sein, sicherzustellen, dass Ihre Nutzung legal ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass ein Buch, das nach unserem Dafürhalten für Nutzer in den USA öffentlich zugänglich ist, auch für Nutzer in anderen Ländern öffentlich zugänglich ist. Ob ein Buch noch dem Urheberrecht unterliegt, ist von Land zu Land verschieden. Wir können keine Beratung leisten, ob eine bestimmte Nutzung eines bestimmten Buches gesetzlich zulässig ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass das Erscheinen eines Buchs in Google Buchsuche bedeutet, dass es in jeder Form und überall auf der Welt verwendet werden kann. Eine Urheberrechtsverletzung kann schwerwiegende Folgen haben.

Über Google Buchsuche

Das Ziel von Google besteht darin, die weltweiten Informationen zu organisieren und allgemein nutzbar und zugänglich zu machen. Google Buchsuche hilft Lesern dabei, die Bücher dieser Welt zu entdecken, und unterstützt Autoren und Verleger dabei, neue Zielgruppen zu erreichen. Den gesamten Buchtext können Sie im Internet unter `http://books.google.com` durchsuchen.


SIGILLVM · VNIVERSITATIS · CALIFORNIENSIS
LVX
FIAT
MDCCCLXVIII
EX LIBRIS
Geology
EARTH
SCIENCES
LIBRARY



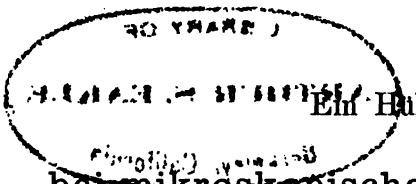
LIBRARY OF
ARTHUR S. EAKLE
Berkeley, California

Mikroskopische

Physiographie

der

Mineralien und Gesteine.



Ein Hülfsbuch

bei mikroskopischen Gesteinsstudien

von

H. Rosenbusch.

Band II.

Massige Gesteine.

Dritte erweiterte und verbesserte Auflage.

Mit 6 Tafeln in Photographiedruck.

Stuttgart.
E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Koch).
1896.

Mikroskopische

Physiographie

der

Massigen Gesteine

von

H. Rosenbusch.

Dritte erweiterte und verbesserte Auflage.

Mit 6 Tafeln in Photographiedruck.

Stuttgart.
E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Koch).
1896.

Cable 2

QE434
R6
1892
v.2
Geol. dept.

Geol. dept.

K. Hofbuchdruckerei Zu Guttenberg (Carl Grüninger) in Stuttgart.

Aus dem Vorwort zur ersten Auflage.

Dem aufmerksamen Leser werde ich nicht die Versicherung zu geben brauchen, dass dieses Buch kein compilatorisches ist; davon wird man sich beim Durchlesen eines jeden Capitels überzeugen können. Neben den eigenen Untersuchungen sind selbstverständlich auch die fremden ausgiebigst, aber, wie ich wohl sagen darf, nicht ohne wiederholte Prüfung und nicht ohne die nothwendige Kritik benutzt worden. Wenn ich mich nicht allenthalben den Anschauungen meiner Vorgänger anschliessen konnte, so hoffe ich doch meine abweichenden Ansichten objectiv und ohne jede unbillige Verringerung fremden Verdienstes vorgetragen zu haben.

Ob ich in der Gruppirung der Gesteine und der ganzen Behandlung des Stoffes den richtigen Weg eingeschlagen habe, darüber werden die Meinungen wahrscheinlich weit auseinander gehen. Gegen einige naheliegende Einwürfe möge es gestattet sein, mich schon hier zu vertheidigen. — Von ins Einzelne gehenden Beschreibungen, soweit sie nicht zum Verständniss durchaus nothwendig schienen, und von weitläufigen Excerpten fremder Arbeiten sah ich ab, weil es weder in meiner Absicht lag, die eigene Anschauung des Lesers, noch die fremden Specialarbeiten entbehrlich zu machen. — Meinen Wünschen hätte es entsprochen, wenn die geologischen und chemischen Beziehungen der einzelnen Gesteinsfamilien eine hervorragende Berücksichtigung hätten finden können; aber das lag ausserhalb der Zwecke dieses Buches. Überdies will es mir scheinen, als sei die Zeit für eine derartige allseitige Darstellung noch nicht gekommen. Augenblicklich befinden wir uns in den ersten Frühlingstagen petrographischer Wissenschaft; erst wenn wir einen heissen arbeitsvollen Sommer werden durchlebt haben, wird man an eine Ernte denken können. Dieses jugendliche Entwicklungs-

819517

stadium wird man auch dem vorliegenden Buche auf jeder Seite anmerken. Wenn es dennoch schon jetzt geschrieben wurde, so leitete mich dabei der Wunsch, den jüngeren Forschern die Übersicht über das massenhafte Material zu erleichtern und die nach meiner Meinung maassgebenden Ideen und wichtigen Gesichtspunkte aus dem Chaos der richtig erkannten Thatsachen und irrigen Behauptungen klar und scharf hervorzuheben.

Strassburg im Elsass, im Juli 1877.

Aus dem Vorwort zur zweiten Auflage.

Die Gesteinsmassen der festen Erdrinde sind die Documente, in denen die Geschichte unseres Planeten in eigentlichster Lapidarschrift niedergeschrieben wurde. Die Petrographie lehrt uns diese Documente entziffern. Sie ist die Diplomatik, die Urkundenlehre der Erdgeschichte, und somit im wahrsten Sinne des Wortes eine historische, nicht eine lediglich beschreibende Wissenschaft. — Hierin liegt es bedingt, dass eine natürliche Systematik der Gesteine historisch, d. h. genetisch sein muss. Die Erkenntniss dieses Verhältnisses machte die neue Auflage dieses Buches zu einer Neubearbeitung. Der Zweck derselben wird erreicht sein, wenn es mir gelungen ist, dieser Grundanschauung eine allgemeinere Anerkennung zu verschaffen und darzuthun, dass die Gesteinsstructur das sicherste und ausgiebigste Mittel zum Aufbau eines natürlichen Systems der Gesteine an die Hand giebt. Sollte dieses möglich werden, so musste die Gesteinsstructur in den Vordergrund der Behandlung treten und die Verwendbarkeit derselben zum Zweck der Deutung der genetischen und historischen Momente der Hauptclassen der Massengesteine nachgewiesen werden.

Es lag nahe und hätte meiner persönlichen Neigung entsprochen, in diesem Sinne noch einen Schritt weiter zu gehen und das Bedingtsein der Structur nicht nur von den geologischen Haupterscheinungsformen der Massengesteine zu betonen, sondern die feineren Structurmodificationen gleichfalls in ihrer geologischen Bedeutsamkeit zu zeigen, Kern- und Randstructurformen der Tiefen- und Ergussgesteine, Intrusivstructurformen u. s. w. schärfer hervor-

treten zu lassen. Die Erwägung der Gefahr, hierbei über das Ziel hinauszuschiessen, liess von diesem Versuche im jetzigen Zeitpunkt absehen. Dem kundigen und denkenden Leser wird mancher Wink nach dieser Richtung zwischen den Zeilen begegnen.

Der Wunsch, nach Thunlichkeit den sicheren Boden der Erfahrung unter den Füssen zu behalten und nicht durch allzukühn gezogene Consequenzen und tiefeinschneidende Neuerungen den Widerspruch herauszufordern, vielleicht auch halbunbewusste Abhängigkeit von eingewurzelten Vorurtheilen und der den höheren Lebensjahren natürliche Zug ängstlicher Vorsicht, sowie das Bescheiden der eigenen unzulänglichen Kenntniss gegenüber der auf reichere Erfahrungen gegründeten Ansicht sachkundiger Fachgenossen — möge manche auffällige Inconsequenz in der Anordnung des Stoffes erklären und womöglich entschuldigen. Ich rechne hierher die systematische Stellung der Diabase und gewisser Dioritporphyrite, die beibehaltene Selbständigkeit der Peridotite und ihrer Ergussformen, die verschiedene Behandlung der Angitporphyrite und Augitandesite, der Liparite und Nevadite, und Ähnliches. — Die im Text zumeist eingefügte Motivirung solcher bewusster Inconsequenzen möge freundliche Beachtung finden und man wolle bei der Beurtheilung derselben nicht vergessen, dass absolute Folgerichtigkeit ebenso leicht in einem künstlichen, wie schwer in einem natürlichen System ist. — Keratophyre und Pantellerite konnte ich zu spät an reichlichem Material studiren, um sie eingehender und an gebührender Stelle zu schildern.

Die kleine Gruppe der Ganggesteine wird manchem Forscher zu scharf getrennt erscheinen von den Tiefengesteinen. Die Trennung ist jedoch mehr eine räumliche in dem Buche, als eine sachliche im System. Je weiter ich in der Erkenntniss dieser eigenthümlichen Felsarten vorschreite, um so mehr drängt sich mir die Überzeugung auf, dass die einzelnen Gruppen derselben stofflich abhängig sind und bedingt durch gewisse Tiefengesteine, wie sie denn auch räumlich an diese gebunden erscheinen. So gehören die Granitporphyre, Syenitporphyre, Dioritporphyrite, Aplite und Lamprophyre in ihren mannichfachsten, zwischen einem recht sauren und einem recht basischen Pol schwankenden Formen in die Gefolgschaft der Granite und Diorite. Ebenso haben wir eine analoge Reihe von Elaeolithsyenitporphyren, gewissen Camptoniten, Akmittrachyten (sie sollten einen eigenen Namen haben, um sie von den Ergusstrachyten zu unterscheiden), Tinguaiten, Tephriten u. s. w.

bis herab zu den Alnöiten und gewissen Limburgiten und Augititen, welche ein geologischer Annex der Elaeolithsyenite sind. Ich bin persönlich von dieser Abhängigkeit und Zusammengehörigkeit so fest überzeugt, dass ich aus dem Auftreten dieser Gangformationen an der Oberfläche unbedingt auf das Vorhandensein von Graniten, beziehungsweise Elaeolithsyeniten in der Tiefe schliessen würde, auch wo oberflächlich keine Spur dieser abyssischen Gesteine nachweisbar ist. Wäre es zu vertheidigen gewesen, wenn ich dieser Überzeugung einen systematischen Ausdruck hätte geben wollen? Ich hielt es für besser, diese Verhältnisse nur anzudeuten und der Zukunft die Entscheidung zu überlassen. — Ähnlich verfuhr ich in analogen Fällen, wo ich die eigene Überzeugung nicht glaubte, objectiv beweisen zu können.

Die intellectuelle Fortbildung eines Volkes ist in hohem Grade abhängig von der und bedingt durch die Natur und Vollkommenheit der Sprache, die es redet. Einen grossen Theil der geistigen Fortschritte verdanken wir fast ebenso sehr einer Art organischen Entwicklung unserer Sprache, wie einer bewussten Thätigkeit der Einzelindividuen. Ganz ebenso ist der Fortschritt einer Wissenschaft in hohem Grade abhängig von ihrer Terminologie. Ist diese unklar und verwirrt, so liegt darin ein Hemmniss, welches man allzusehr unterschätzt. Je deutlicher die Nomenclatur, je präciser die Definitionen, desto leichter wird die Entwicklung neuer Begriffs- und Gedankenfolgen, desto klarer die Einsicht in ursächliche Beziehungen. Die öffentliche Meinung scheint nun in der Petrographie der Schaffung neuer Bezeichnungen abgeneigt zu sein. Ich habe früher diese Abneigung getheilt, bin aber heute der ganz entgegengesetzten Ansicht. Unsere petrographische Sprache ist recht arm und confus und verhindert oft in geradezu betrübender Weise die Klarheit und Kürze des Ausdrucks und damit die Deutlichkeit und Schärfe des Verständnisses. Jetzt am Schlusse meiner Arbeit bedaure ich es aufrichtig, dass ich dieser in den petrographischen Kreisen vorhandenen oder vielleicht nur vorausgesetzten Abneigung gegen die Einführung neuer Bezeichnungen allzusehr Rechnung getragen habe. Es ist mir eine grosse Freude gewesen, durch den Verkehr mit einem der berufensten Fachgenossen, meinem verehrten Freunde Prof. Brögger, darüber belehrt worden zu sein, dass ich mit meiner Auffassung der petrographischen Terminologie nicht ganz allein stehe. Wer einen neuen Begriff findet oder aufstellt, hat nicht nur das gute Recht, sondern auch die Pflicht, einen

Ausdruck für denselben zu schaffen. Unberechtigt scheint mir nur die Einführung neuer Bezeichnungen ohne die Grundlage eines neuen Begriffs und das oppositionelle Nörgeln an Bezeichnungen, die man nicht selbst geschaffen hat.

Möge auch hier, wie in vorher erwähnten und anderen Punkten, die vielleicht allzu zaghafte Rücksicht auf das Bestehende dem glücklichen Gedeihen des Werdenden keinen Eintrag thun!

Ich habe geglaubt, zu Häupten jedes Capitels die mir bekannt gewordene Literatur angeben zu sollen. Vielleicht ist darin zu viel geschehen. Eine Auswahl wäre schwer zu treffen gewesen; so lag die Frage zwischen Alles oder Nichts. Ich zog Ersteres vor. Dass die jedem Petrographen unentbehrlichen Sammelwerke von Cossa, Fouqué und Michel-Lévy, Gümbel, Justus Roth und Zirkel nicht angeführt wurden, erklärt sich wohl von selbst.

Für die materielle Förderung, welche mir von zahlreichen Freunden und Fachgenossen, sowie von Anstalten und Regierungen durch Zusendung wichtiger Gesteine und Präparate geworden ist, spreche ich auch an dieser Stelle meinen wärmsten Dank aus. Was ich an Anregung und geistiger Förderung durch die Schriften aller Mitstrebenden und besonders auch durch den Briefwechsel und persönlichen Verkehr mit näher befreundeten Fachgenossen gewonnen habe, entzieht sich der Aussprache, bleibt aber desto lebendiger in der Erinnerung.

Heidelberg, Anfang November 1887.

H. Rosenbusch.

Vorwort zur dritten Auflage.

In der zweiten Auflage dieses Buches wagte ich es, nicht ohne ein gewisses Bangen, das Facit aus einer mehrere Jahrzehnte langen Beschäftigung mit den Eruptivgesteinen zu ziehen und in der Systematik zum Ausdruck zu bringen. In Einzelaufsätzen (Über das Wesen der körnigen und porphyrischen Structur bei Massengesteinen. L. J. 1882. II. 1—17; — Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. T. M. P. M. 1889. XI. 144—178; — Zur Auffassung der chemischen Natur des Grundgebirges. Ebenda. 1891. XII. 49—61; — Über Structur und Classification der Eruptivgesteine. Daselbst. 1891. XII. 351—396) suchte ich meine Auffassung der Gesteinswelt und ihrer harmonischen Gesetzmässigkeit zu begründen und zu beleuchten. Die Entwicklung der Petrographie in dem letzten Jahrzehnt hat weit über mein Erwarten zahlreiche und gewichtige Beweise für die Thatsächlichkeit der von mir dargelegten gesetzmässigen Beziehungen geliefert. Das gab mir das Recht, in dieser dritten Auflage Manches zu offenem Ausdruck zu bringen, was in der zweiten nur angedeutet war.

Gegen meine Darstellung der Gesteinslehre nimmt die inzwischen erschienene zweite Auflage des Lehrbuchs der Petrographie von Ferdinand Zirkel eine ablehnende Stellung ein. Was Herr Zirkel an sachlichem Widerspruch erhebt, beruht zum grossen Theil auf mangelnder Kenntniss der Thatsachen. Ich habe nirgends aus seinem Widerspruch Veranlassung zu einer Meinungsänderung oder zu einer Vertheidigung meiner Auffassung entnehmen können. Schwer zu charakterisiren ist der Ton dessen, was er seine Kritik nennt. Herr Zirkel verhält sich zu der neueren Entwicklung der Petrographie ähnlich, wie die etwas reife Schönheit im Ballsaal zu dem neu auftretenden Backfisch. Man kennt die ganze Herzlichkeit dieses Verhältnisses. Da er nun in mir eine Art Ball-

vater zu erblicken scheint, so erfreue ich mich natürlich der gerechtesten und liebenswürdigsten Behandlung. Ich überlasse getrost sein Verfahren dem allgemeinen Urtheil; es in geeigneter Weise zu beleuchten, wird sich an anderer Stelle die Gelegenheit bieten.

Ein Gesammt-Literaturverzeichniss als Anhang dieses Bandes zu geben, wie in der Vorrede zur dritten Auflage des ersten Bandes in Aussicht gestellt wurde, verbot sich durch den Umfang, den dasselbe angenommen haben würde. — Eine Erweiterung der die Gesteinsstructur veranschaulichenden Tafeln ist durch das schöne Illustrationswerk des Herrn Berwerth unnöthig geworden.

Die Literaturverzeichnisse zu Häupten der einzelnen Capitel machen keinen Anspruch auf Vollständigkeit; sie geben, was zu meiner Kenntniss gekommen ist.

All den Freunden und Mitstrebenden in Nähe und Ferne, die es mir durch die freigiebigste und liebenswürdigste Zusendung von wichtigen Gesteinstypen ermöglicht haben, fast allenthalben aus eigener Anschauung schöpfen zu können, besonders auch den gütigen Fachgenossen, die mich durch die Mittheilung noch unveröffentlichter Forschungsresultate unterstützten, sage ich auch hier nochmals herzlichen Dank.

Herrn Dr. F. Schalch bin ich für die freundliche Hülfe bei der Herstellung des Fundortsverzeichnisses in hohem Grade verpflichtet.

Und nun möge das Buch auch ferner der edlen Wissenschaft nützen, in deren Dienst es geschrieben ist.

Heidelberg, im August 1896.

H. Rosenbusch.

Inhalt.

	Seite
Einleitung	1— 8
Tiefengesteine	9—385
Familie der granitischen Gesteine, Literatur (15), mineralogische Zusammensetzung (30), Classification (47), Faciesbildungen (61), Structurformen (66), Metamorphosen (81)	15—106
Familie der syenitischen Gesteine, Literatur (107), mineralogische Zusammensetzung (109), Classification (116), Structurformen (132), Contactphänomene (137)	107—141
Familie der Elaeolith- und Leucitsyenite, Literatur (142), mineralogische Zusammensetzung (144), Classification (169), Structurformen (194), Contactmetamorphosen (202)	142—206
Familie der Dioritgesteine, Literatur (207), mineralogische Zusammensetzung (213), Classification (228), Structurformen (251), Contactmetamorphosen (257)	207—268
Familie der Gabbrogesteine, Literatur (269), mineralogische Zusammensetzung (277), Classification (295), Structurformen (311), metamorphe Phänomene (320)	269—336
Familie der Peridotite und Pyroxengesteine, Literatur (337), mineralogische Zusammensetzung, Structur und Classification (343)	337—371
Familie der Theralithe	372—381
Familie der Ijolithe	382—383
Rückblick	384—385
Ganggesteine	386—550
Gruppe der granitporphyrischen Ganggesteine, Literatur (389), Familie der Granitporphyre (396), Familie der Syenitporphyre (420), Familie der Elaeolithporphyre und Leucitporphyre (431), Familie der Dioritporphyrite (436), Gabbroporphyrite (455)	389—455
Gruppe der aplitischen und pegmatitischen Ganggesteine, Literatur (456), Gesteine von aplitischem Habitus (459), Gesteine von bostonitischem Habitus (467), Gesteine von tinguaitischem Habitus (472), Gesteine von malchitischem Habitus (488), Gruppe der Pegmatite (492)	456—497

Seite

Gruppe der lamprophyrischen Ganggesteine, Literatur (498), die Minette-Kersantit-Reihe (506), die Vogesit-Odinit-Reihe (529), die Camptonit-Alnöit-Reihe (535) . . . . 498— 550

Ergussgesteine . . . . . 551—1291

Familie der Liparite und Pantellerite, Literatur (564), mineralogische Zusammensetzung (569), Classification und Structur (585), Tuffe (627) . . . . . 564— 630

Familie der Quarzporphyre und Quarzkeratophyre, Literatur (631), mineralogische Zusammensetzung (642), Classification und Structur (669), Metamorphosen (713), Tuffe (725) 631— 733

Familie der Trachyte, Literatur (734), mineralogische Zusammensetzung (739), Classification und Structurformen (758), Tuffe (776) . . . . . 734— 777

Familie der quarzfreien Porphyre, Literatur (778), mineralogische Zusammensetzung und Structur (780), Metamorphosen (795), Tuffe (795) . . . . . 778— 795

Familie der phonolithischen Gesteine, Literatur (796), mineralogische Zusammensetzung (800), Classification und Structur (816), Tuffe (830) . . . . . 796— 832

Familie der Dacite, Literatur (833), mineralogische Zusammensetzung (837), Classification und Structur (839) . . . 833— 849

Familie der Andesite, Literatur (850), mineralogische Zusammensetzung (862), Classification und Structur (881), Tuffe (917) . . . . . 850— 918

Familie der Porphyrite, Literatur (919), mineralogische Zusammensetzung (926), Classification und Structur (933), Tuffe (965) . . . . . 919— 966

Familie der Basalte, Literatur (967), mineralogische Zusammensetzung (981), Structur und Classification (1003), Contactwirkungen (1030), Tuffe (1038) . . . . . 967—1043

Familie der Melaphyre, Literatur (1044), mineralogische Zusammensetzung (1050), Classification und Structur (1058), Tuffe (1076) . . . . . 1044—1077

Familie der Diabasgesteine, Literatur (1078), mineralogische Zusammensetzung (1093), Structurformen (1114), Classification (1131), Metamorphosen in den Diabas- und Melaphyrgesteinen (1163), Contactmetamorphosen an Diabas- und Melaphyrgesteinen (1170), Tuffe (1185) . . . . . 1078—1188

Familie der Pikrite u. Pikritporphyrite, Literatur (1189) 1189—1197

Familie der Tephrite und Basanite, Literatur (1198), mineralogische Zusammensetzung (1202), Structur und Classification (1207) . . . . . 1198—1227

Familie der Leucitgesteine, Literatur (1228), mineralogische Zusammensetzung (1230), Structur und Classification (1232), Tuffe (1239) . . . . . 1228—1239

Seite

Familie der Nephelingesteine, Literatur (1240), mineralogische Zusammensetzung (1244), Structur und Classification (1251), Contactwirkungen (1269), Tuffe (1270) . . . . . 1240—1270
Familie der Melilithbasalte, Literatur (1271), mineralogische Zusammensetzung (1271), Structur und Verbreitung (1273) . . . . . 1271—1277
Familie der Limburgite und Augitite, Literatur (1278), mineralogische Zusammensetzung (1280), Structur und Verbreitung (1285) . . . . . 1278—1291
Vulkanische Aschen und Sande . . . . . 1292—1296
Nachträge und Berichtigungen . . . . . 1297—1308
Ortsregister . . . . . 1309—1345
Sachregister . . . . . 1346—1359
Tafelerklärung . . . . . 1359—1360

Einleitung.

Die mikroskopische Physiographie der Gesteine stellt sich die Aufgabe, deren Zusammensetzung aus gewissen wesentlichen und mehr accessorischen Gemengtheilen, die bald einer bestimmten Mineralspecies angehören, bald eine theilweise oder ganz structurlose, nicht oder doch nicht streng nachweisbar nach stöchiometrischen Proportionen aufgebaute Substanz darstellen, anzugeben und die Art und Weise, nach welcher diese verschiedenen Gemengtheile oder Gesteinselemente sich zum Gesteinskörper selbst verbinden, zur Anschauung zu bringen. Sie setzt dabei die allgemeine Petrographie bis zu einem gewissen Grade, die Geologie und die mikroskopische Physiographie der Mineralien vollständig voraus.

Die vorliegende Schrift beschäftigt sich nicht mit der Gesammtheit der Gesteine, sondern nur mit einem Theile derselben. Da ein Gestein nicht ein mineralogischer, sondern, wie das zumal Lossen mit Recht nachdrücklich hervorgehoben hat, ein geologischer Begriff, nicht lediglich ein Mineralaggregat, sondern in erster Linie ein geologischer Körper ist, so muss man sämmtliche Felsarten zuerst nach der Stellung ins Auge fassen, welche sie in dem Aufbau der festen Erdrinde einnehmen. Nicht jedem beliebigen Raumtheile unserer Erdrinde kommt die Würde eines Gesteins zu. Nur diejenigen anorganischen Massen, die eine selbständige Existenz führen und als integrirende Glieder der Erdrinde anzusehen sind, nicht aber jene meistens auch der Quantität nach unbedeutenden Mineralaggregate, die nur als untergeordnete, mehr oder weniger unwesentliche und zufällige Einlagerungen und Ausscheidungen vorkommen, werden hier als Gesteine aufgefasst. Diese Abgrenzung des Gesteins als eines selbständigen Theiles des geologischen Gesammtraumes involvirt, dass einem Gesteine in seiner äusseren Erscheinung und seinen Verhältnissen zu anderen Gesteinen eine

gewisse Gesetzmässigkeit inne wohnen muss, dass dasselbe als Schicht, Gang, Stock u. s. w. sich darstellt. Nach dieser Art der geologischen Raumerfüllung trennt man die Gesammtheit aller Gesteine in zwei grosse Abtheilungen. Die einen, die geschichteten Gesteine, tragen in der Art und Weise, wie sie als parallele Platten über einander liegen, deutlich den Charakter stetig oder in Absätzen fortschreitender Ablagerung von in einer Flüssigkeit mechanisch suspendirten oder chemisch gelösten Substanzen. Die anderen charakterisiren sich umgekehrt durch ihre Formen, ihre durchgreifenden Lagerungsverhältnisse als das Resultat eines, mehr oder weniger plötzlichen und abnormen, eruptiven Actes. Im Gegensatz zu den Schichten stellen sie einheitliche Massen dar und heissen daher massige oder eruptive Gesteine.

Bis zu einem gewissen Grade stehen die Tuffe und die lockeren Auswurfmassen unserer heutigen oder früheren Vulkane in der Mitte zwischen den geschichteten und den massigen Gesteinen. Mit den ersteren haben sie z. Th. die Art ihrer heutigen räumlichen Erscheinung, mit den letzteren z. Th. nachweislich, z. Th. sehr wahrscheinlich die Herkunft gemein.

In diesem Buche ist der Versuch gemacht worden, eine mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine und des losen Auswurfsmaterials der Vulkane, sowie derjenigen Tuffe zu geben, welche nachweislich oder wahrscheinlich ursprünglich ein loses Auswurfsmaterial darstellten. Da die massigen Gesteine in manchen Fällen den mineralogischen Bestand und die Structur der mit ihnen in Berührung stehenden geschichteten Glieder der Erdrinde oder anderer massiger Gesteine modificirt haben, so schien es räthlich, auch diese Erscheinungen, welche man als Phänomene der Contactmetamorphose bezeichnet, zu berücksichtigen.

Die Übersichtlichkeit der Darstellung verlangt es, die nach geologischer Erscheinungsform, nach Alter, nach Structur und mineralogischem wie chemischem Bestande überaus mannichfachen Eruptivmassen gruppenweise zu vereinigen und zu ordnen. Eine solche, nach bestimmten Principien durchgeführte Anordnung heisst ein petrographisches System der Eruptivgesteine*. Ein solches System würde um so natürlicher, d. h. um so vollkommener sein, je gleichmässiger es allen den oben genannten Beziehungen

---

* cf. H. A. Lossen, Über die Anforderungen der Geologie an die petrographische Systematik. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1883. Berlin. 1884.

gerecht würde; dasselbe würde schlechthin als ein natürliches System zu bezeichnen sein, wenn in demselben der causale Verband der obigen Eigenschaftsgruppen, soweit ein solcher thatsächlich vorhanden ist, einen adäquaten Ausdruck fände. Die Anschauungen darüber, welche von den angegebenen Eigenschaftsgruppen die bestimmenden und welche die bedingten seien, haben sich während der Entwicklung der petrographischen Wissenschaft mehrfach geändert und sind zu derselben Zeit verschieden gewesen bei verschiedenen ihrer Lehrer.

Das ungeheure Material von Beobachtungen, welches die fleissige Arbeit zahlreicher Forscher in den letzten Decennien gesammelt hat, lässt mit grosser Sicherheit erkennen, dass die geologische Erscheinungsform nahezu ausschliesslich bedingend ist für die Structur eines Eruptivgesteins. Eruptivmassen von derselben chemischen und mineralischen Zusammensetzung besitzen durchaus verschiedene Structur, je nachdem sie in Form von Laven sich über die Erdoberfläche ergossen, oder in tieferen Regionen der festen Erdrinde sich zu Gesteinen entwickelten. Es ist jedoch selbstverständlich nicht eigentlich die mathematische Form des Gesteinsraums, sondern es sind vielmehr die hierdurch und durch die örtliche Lage (der Tiefe nach) desselben bedingten Temperatur- und Druckverhältnisse während der Gesteinsbildung, welche eine bestimmte Structur nothwendig machen. Dies ergiebt sich zweifellos aus der Thatsache, dass wir an der Peripherie von Tiefengesteinen oft die für Ergussgesteine charakteristischen Structureigenthümlichkeiten finden, während umgekehrt in den centralen Theilen effusiver Gesteine gelegentlich die Structur der Tiefengesteine herrscht.

Eine Abhängigkeit des chemischen und mineralogischen Bestandes eines Eruptivgesteins von seiner geologischen Erscheinungsform scheint in voller Strenge und Allgemeinheit nicht zu bestehen. Dass aber derlei gesetzmässige Beziehungen bis zu einer gewissen Grenze allerdings vorhanden sind, wird man nicht wohl bestreiten können, wenn man z. B. die Thatsache ins Auge fasst, dass in allen Gesteinsreihen von gleicher mineralogischer Zusammensetzung die oberflächlich ergossenen Massen stets reicher an Kieselsäure und Alkalien, ärmer an zweiwerthigen Metallen sind, als die in gewisser Tiefe gebildeten. Ebenso wird man zu der Annahme einer derartigen Bedingtheit durch das Gebundensein gewisser Gemengtheile an bestimmte geologische Verhältnisse, sowie durch die beständigen habituellen Unterschiede anderer Componenten je

nach der Lagerungsform des Gesteins, dem sie angehören, genöthigt. So findet sich z. B. der Muscovit nur in den intratellurischen, nie in den effusiven Eruptivgesteinen. Die rhombischen Pyroxene, theilweise auch die Amphibole, der Quarz und manche andere Mineralien besitzen einen durchaus verschiedenen Habitus in den Tiefengesteinen einerseits, in den palaeo- und neovulkanischen Ergussgesteinen andererseits. Ebenso darf mit besonderer Betonung hervorgehoben werden, dass wir Massen von einer bestimmten chemischen Zusammensetzung (z. B. gewisse Peridotite) nur in intratellurischer Gesteinsform antreffen, nie in effusiver Gestaltung. — Überaus bezeichnend für eine ursächliche Beziehung zwischen geologischer Stellung und mineralischem Bestande ist es auch, dass die Associationsgesetze für die gesteinsbildenden Silikate durchaus andere sind in den eruptiven Massen und in den krystallinen Schiefern.

Der chemische Bestand eines Gesteins wirkt zweifellos in erster Linie bedingend ein auf die mineralogische Entwicklung desselben. Wenngleich zur Erkenntniss der Gesetze, welche die chemische Zusammensetzung der Gesteinscomponenten als eine Function derjenigen des Gesteins selbst formuliren, nur die ersten Schritte gethan sind, so ist dennoch die allgemeine Abhängigkeit des mineralogischen von dem chemischen Bestande der Eruptivgebilde derart sicher gestellt, dass in den grossen Zügen aus der Bauschanalyse eines Gesteins seine mineralogische Zusammensetzung und umgekehrt aus dieser jene abgeleitet werden kann. Auf die Structur wirkt der chemische Bestand nur insofern ein, als dem Anschein nach gewisse Structurformen der Erguss- und Intrusivgesteine (z. B. granophyrische und mikrofelsitische Structur) an eine gewisse Acidität des Gesteins gebunden scheinen.

Man hat dem geologischen Alter der Eruptivgesteine bisher ein höheres bestimmendes Moment für die structurelle und mineralogische Ausbildung dieser zugeschrieben, als demselben in Wirklichkeit zukommt. Die Unabhängigkeit der mineralogischen Zusammensetzung von dem geologischen Alter dürfte heutzutage kaum noch bezweifelt werden; der Einfluss, den letzteres auf die Structur der Eruptivgesteine zu besitzen scheint, erklärt sich mit grosser Wahrscheinlichkeit dadurch, dass gewisse geologische Erscheinungsformen eruptiver Gesteine, welche die Structur bedingen, im Allgemeinen an ein gewisses geologisches Alter gebunden sind. Tiefengesteine können nur durch grossartige Denudationen unserer

Beobachtung zugänglich werden und diese wieder setzen bestimmte dynamische Processe und eine Erosion voraus, deren Vollzug lange geologische Zeitläufe zur Bedingung hat. Den directen Nachweis für die Unabhängigkeit der Structur von dem geologischen Alter der Eruptivgesteine haben wir in dem Umstande, dass die für sehr alte plutonische Eruptivgesteine charakteristischen Structurformen unter geeigneten Bedingungen auch an palaeo- und neovulkanischen Gesteinen auftreten und umgekehrt. — Doch ist schon heute mit Sicherheit nachweisbar, dass die grosse Mehrheit dieser Unterschiede secundärer Natur ist, und eine grosse Zahl von Petrographen, zu denen sich Verfasser rechnet, wird diesen Satz auf deren Gesammtheit ausdehnen. — Es wäre am Ende nicht von vornherein zu verneinen, dass etwa ein oberflächlich ergossenes Eruptivgestein aus einer Periode unserer Erdgeschichte, in welcher die Atmosphäre eine viel schwerere, die Temperatur der Erdoberfläche eine allgemein viel höhere war, die Structur eines Intrusivgesteines weit jüngerer geologischer Epochen hätte annehmen können. Aber jedenfalls ist bis jetzt keine einzige Thatsache bekannt, durch welche eine solche Annahme sich rechtfertigen liesse.

Aus den angedeuteten Beziehungen zwischen geologischer Erscheinungsform, Structur, chemischem und mineralogischem Bestande, sowie geologischem Alter der Eruptivgesteine ergiebt es sich, dass eine natürliche Systematik derselben in erster Linie die geologische Erscheinungsform als für Structur und z. Th. für Mineralbestand bestimmend betonen muss. In zweiter Linie wäre alsdann die chemische und die von ihr wesentlich abhängige mineralogische Zusammensetzung, zuletzt erst, wenn überhaupt, das geologische Alter zu berücksichtigen.

Diejenigen Veränderungen in der Structur und der mineralogischen Zusammensetzung eines Eruptivgesteins, welche dasselbe nach seiner Verfestigung durch secundäre Vorgänge, Verwitterung, Zersetzung, Contacteinwirkungen oder geodynamische Processe erfährt, können ein classificatorisches Moment nicht beanspruchen.

Nach ihrer geologischen Erscheinungsform lassen sich bei den eruptiven oder massigen Gesteinen zwei grosse Gruppen unterscheiden. Die einen stiegen aus dem Erdinnern auf Spalten empor und erfüllten, ohne jemals die Erdoberfläche zu erreichen, höhlenartige, unregelmässig gestaltete Räume, oder drangen von den Spalten her auf Schichtfugen und geotektonischen Absonderungsebenen zwischen die Sedimentmassen ein. Derartige Eruptiv-

gesteine bilden also Stöcke, Gänge, intrusive Lager und Lagergänge, sie stehen in keinerlei nothwendiger Beziehung zu Vulkanen und Krateren und können selbstverständlich niemals von Tuffen (losem Auswurfsmaterial) begleitet werden. Sie mögen eigentliche Tiefengesteine und intrusive Gesteine genannt werden. Die Bildung der unserer Beobachtung zugänglichen Tiefengesteine fällt aus oben angedeuteten Gründen naturgemäss zumeist in weiter zurückliegende geologische Epochen. Die Erosion oder gebirgsbildende Vorgänge haben sie erst blossgelegt.

Eine zweite grosse Gruppe von Eruptivgesteinen drang gleichfalls aus dem Erdinnern auf Spalten empor, gelangte jedoch bis zur Erdoberfläche und ergoss sich über diese subaërisch oder submarin, theils direct aus den Spalten hervorquellend, theils aus eigentlichen, über bestimmten Punkten der Spalten aufgebauten Vulkanen. Die geologische Form dieser Eruptivgesteine ist diejenige der Ströme, der Decken und Kuppen; sie werden nicht nothwendig, aber doch überaus häufig von Tuffen begleitet. Wir bezeichnen dieselben allgemein als Ergussgesteine* oder effusive Gesteine. Soweit dieselben kein allzuhohes geologisches Alter besitzen, ist ihre Beziehung zu Vulkanen oft vollkommen sicher nachweisbar; mit zunehmendem geologischem Alter verwischen sich diese Beziehungen überaus rasch. Die charakteristischen vulkanischen Formen sind eben, geologisch gesprochen, ziemlich ephemere Gebilde und auch die für vulkanische Entstehung so bezeichnenden Tuffe werden leicht durch Denudation entfernt. Es mögen dementsprechend

---

* Bei der Abfassung der 2. Auflage dieses Buches war mir Arch. Geikie, Textbook of geology noch nicht bekannt. In meinen Vorträgen über Petrographie habe ich die Gruppirung der Eruptivgesteine in Tiefen-, Erguss- und Ganggesteine seit vielen Jahren betont, seit 1884 der Systematik zu Grunde gelegt. Zu meiner grossen Freude sehe ich in der 2. Auflage des Geikie'schen Textbook, London 1885, dieselbe Eintheilung schon durchgeführt mit Ausnahme der Ganggesteine und verweise auf S. 521 sqq. dieses inhaltsreichen Buches als einen schlagenden Beweis für die Naturnothwendigkeit dieser Eintheilung. Die Bezeichnungen plutonisch und vulkanisch, die ich als Synonyma mit Tiefen- und Ergussgesteinen in der 2. Auflage dieses Buches gebraucht hatte, lässt man besser fallen, da sie in Deutschland in anderem Sinne gebraucht wurden. Justus Roth hat berühmte „Beiträge zur Petrographie der plutonischen Gesteine" geschrieben, die das beweisen. Die Bezeichnung „abyssisch" für Tiefengesteine gebrauchte ich als Synonym in der Vorrede zur 2. Auflage dieses Buches p. X. Jedem, dem noch Zweifel an der inneren Berechtigung dieser Eintheilung bleiben sollten, empfehle ich wärmstens das Studium der Zirkel'schen Polemik gegen dieselbe. Leider ist sie nicht frei von Unrichtigkeiten.

und dem herrschenden Gebrauche folgend die oft nachweisbar an Vulkane gebundenen effusiven Massen der Tertiär- und Jetztzeit als neovulkanische von den vortertiären Ergussgesteinen als palaeovulkanischen getrennt, aber so behandelt werden, dass die sich entsprechenden palaeo- und neovulkanischen Ergussgesteine jeweils unmittelbar aufeinander folgen. Damit wird die Brücke geschlagen werden zu einer — gewisslich nicht fernen — Vereinigung derselben, wodurch dann die petrographische Systematik eine bedeutende und wünschenswerthe Vereinfachung erfahren wird. Diese Reform wird um so sicherer durchzuführen sein, je weniger man sie überstürzt.

Selbstverständlich setzt jeder Strom und jede Decke eines effusiven, jeder Stock und jedes Lager eines Intrusivgesteins einen Gesteinsgang voraus — das Ausfüllungsmaterial der Zufuhrkanäle, auf denen die eruptiven Massen aus dem Erdinnern emporstiegen. Somit werden wir die Gangform sowohl bei den plutonischen wie bei den vulkanischen Gesteinen antreffen. Nun aber giebt es eine gewisse Classe von Eruptivgesteinen, die man bis dahin niemals oder doch nur ganz ausnahmsweise in anderer als in Gangform angetroffen hat. Diese mögen als Ganggesteine schlechthin bezeichnet werden. Wir kennen keine Tuffe derselben; dieser Umstand, sowie gewisse Structureigenthümlichkeiten nähern die Ganggesteine den Tiefengesteinen. Andererseits finden sich bei denselben gewisse Ausbildungsformen, die wir sonst nur an effusiven Gesteinen beobachten. Die Ganggesteine haben somit eine Mittelstellung zwischen den beiden grossen Gruppen der Tiefengesteine und der Ergussgesteine. Die eigenthümliche chemische Natur gewisser Ganggesteine zu behandeln, ist hier nicht der Ort.

Es würde den Thatsachen nicht entsprechen, wenn man sich diese drei Hauptclassen der Eruptivgesteine als streng geschieden und unvermittelt vorstellen wollte. Dem widerspräche schon das Auftreten der einen Hauptform als gelegentliche Facies einer anderen. Übergänge und Zwischenformen sind zahlreich vorhanden und einem späteren Entwicklungsstadium der Petrographie wird es gewiss beschieden sein, neben den drei Hauptformen noch eine andere aufzustellen. Schon heute lassen sich die Intrusivmassen von geringerem Volum (kleinere Lakkolithe, Intrusivlager) bei den verschiedensten Gesteinsfamilien (Granophyre, Diabase u. s. w.) structurell recht deutlich von den eigentlichen Tiefen- und Ergussgesteinen scheiden. Das spricht nicht gegen, sondern für das hier aufgestellte Princip.

Bezeichnend ist es, dass bei diesen, grösstentheils auch in nicht beträchtlicher Tiefe gebildeten Intrusivmassen eine grosse Analogie mit der Structur einer der wichtigsten Gruppen der Ganggesteine, der granitporphyrischen, hervortritt.

Eine zufolge geodynamischer Vorgänge aus dem Erdinnern bis zu einer vulkanischen Öffnung empordringende Eruptivmasse wird, wenn wir uns die ganze Reihe der Ausbruchsprocesse bis zum vollständigen Erlöschen abgespielt denken, an der Erdoberfläche Ergussgesteine und lose Auswurfsmassen gebildet haben, während sie in geringerer und grösserer Tiefe Gesteine von abyssischem Habitus und als Ausfüllung von Spalten Ganggesteine geliefert haben muss. Daraus ergiebt sich, dass die Eigenthümlichkeiten des abyssischen und effusiven Gesteinstypus nicht nothwendig Functionen des geologischen Alters, in jedem Falle aber Tiefenfunctionen, d. h. Functionen von Druck und Temperatur sein müssen. Die eigenthümlichen Unterschiede dieser Haupt- und Cardinaltypen erheben sich damit über die Bedeutung blosser Erfahrungswahrheiten; sie sind bedingt, nothwendig, und müssen also auch erklärlich und ableitbar sein.

Die Anordnung der Eruptivgesteine in diesem Buche ist die folgende:

I. Classe: Tiefengesteine,
II. Classe: Ganggesteine,
III. Classe: Ergussgesteine und ihre Tuffe.

I. Classe: Tiefengesteine.

Literatur.

W. C. Brögger, Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Z. X. 1890. XVI.

J. R. Dakyns and J. J. H. Teall, On the plutonic rocks of Garaball Hill and Meall Breacc. Q. J. G. S. 1892. XLVIII. 104.

J. P. Iddings, On the crystallisation of igneous rocks. Bull. Phil. Soc. Washington 1889. XI. 65.

— The mineral composition and geological occurrence of certain igneous rocks in the Yellowstone National Park. Ibidem. 1890. XI. 191.

— The eruptive rocks of Electric Peak and Sepulchre Mountain, Yellowstone National Park. XII. Annual Rep. U. S. geol. Survey. Washington 1892.

A. Lagorio, Über die Natur der Glasbasis, sowie der Krystallisationsvorgänge im eruptiven Magma. T. M. P. M. 1887. VIII. 421.

A. Michel-Lévy, Structure et classification des roches éruptives. Paris 1889.

H. Rosenbusch, Über das Wesen der körnigen und porphyrischen Structur bei Massengesteinen. L. J. 1882. II. 1—16.

— Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. 2. Aufl. Stuttgart 1887.

— Über Structur und Classification der Eruptivgesteine. T. M. P. M. 1892. XII. 351.

In der Geschichte eines eruptiven oder massigen Gesteins lassen sich drei Perioden verschiedenartiger Entwicklung unterscheiden. Die erste umfasst den Zeitraum, in welchem die Substanz desselben sich in den tiefsten Räumen der Erdkugel aus einer Metalllegirung durch Oxydation und durch Wasseraufnahme zu einer schmelzflüssigen Silikatlösung von hoher Temperatur ausbildete. Die Petrographie hat bis dahin kein Mittel gefunden, von diesem Abschnitt, den wir die Vorgeschichte des Gesteins nennen wollen, durch directe Beobachtung an irdischen Felsarten Kunde zu gewinnen. Aufklärung über die in diesem Zeitraum verlaufenden Processe können wir nur von dem Studium der Meteorite, von dem Experiment und von der chemisch-physikalischen Specu-

lation erwarten. — Die zweite Periode umfasst den Zeitraum der krystallinen Entwicklung des schmelzflüssigen Silikatmagmas innerhalb der Erde und möge daher die intratellurische Periode heissen. — Der dritte und letzte Abschnitt in der Bildung eines Gesteins beginnt mit dem Austritt desselben an die Erdoberfläche und schliesst mit der vollständigen Verfestigung desselben ab. Während dieser Effusionsperiode vollzieht sich wesentlich die Krystallisation, beziehungsweise die Erstarrung der sogenannten Grundmasse. — Auf diese drei Perioden der eigentlichen Gesteinsbildung folgt alsdann endlich die Zeit der mannichfachsten chemischen und dynamischen Umwandlungen, welche wir die metasomatische Periode nennen wollen.

Wenn wir von den allerjüngsten Laven absehen, so liegen uns alle anderen Eruptivgesteine in einem Zustande mehr oder weniger vorgeschrittener Metasomatose vor. Aus diesem müssen wir zunächst den normalen Zustand nach abgeschlossener Bildung reconstruiren, und diesen legen wir gemeiniglich der Beschreibung und Definition zu Grunde.

Die geologische Erscheinungsform der Tiefengesteine bedingt es, dass dieselben die dritte Periode einer normalen und vollständigen eruptiven Gesteinsentwicklung übersprungen haben. Die Verfestigung derselben vollzog sich vollständig in den Tiefen der Erde, d. h. unter hohem Drucke und bei hoher Temperatur, vor allen Dingen aber unter physikalischen Verhältnissen, welche der ganzen Natur der Sache nach sich nur langsam und stetig ändern konnten. Der Vorgang ist also im Wesentlichen ähnlich demjenigen der Auskrystallisation einer gemischten Lösung und möglichst verschieden von demjenigen einer durch Wärmeabgabe bedingten raschen Erstarrung. Dem entsprechen die thatsächlich zu beobachtenden Verhältnisse auf das Genaueste. Wir begegnen nirgends amorphen glasigen Substanzen, d. h. nicht zur krystallinen Ausbildung gelangten, structurlos erstarrten Resten der Gesteinsmutterlauge, und die Reihenfolge der Mineralausscheidungen erfolgt ausschliesslich nach chemischen Gesetzen. Dabei herrscht im Allgemeinen eine grosse Gleichförmigkeit mit Bezug auf Structur und Mineralbestand durch die ganze Gesteinsmasse hindurch; Ausnahmen hiervon pflegen nur an der Peripherie aufzutreten, wo durch die Berührung mit dem Nebengestein abweichende Ausbildungsbedingungen sich leicht, fast nothwendig geltend machen mussten.

Diejenige Ausbildungsform eines massigen oder eruptiven Ge-

steins, bei welcher dasselbe aus lauter krystallinen, wenn auch nicht immer krystallographisch begrenzten Mineralindividuen besteht, soll als holokrystalline Ausbildung bezeichnet werden; ihr Gegensatz, die amorphe Ausbildung, würde dann vorhanden sein, wenn der Gesteinskörper in seiner ganzen Ausdehnung aus einem unkrystallinen, structurlosen Erstarrungsproduct eines Schmelzflusses bestünde. Baut sich ein Eruptivgestein aus einem Gemenge krystalliner Mineralindividuen und hyaliner Substanzen auf, so möge, ohne Rücksicht auf die relativen Mengen dieser beiden Bestandmassen, die Ausbildung als eine hypokrystalline bezeichnet werden.

Die Ausbildung der Tiefengesteine ist, von abnorm entwickelten peripherischen Theilen derselben abgesehen, eine holokrystalline. Da nun aber ebenso bei Erguss- und bei Ganggesteinen eine holokrystalline Ausbildung in weiter Verbreitung vorkommt, so fragt es sich, wodurch die holokrystalline Structur der Tiefengesteine sich von derselben Ausbildung bei Erguss- und bei Ganggesteinen unterscheide.

Man kann die mannichfachen Gemengtheile der Eruptivgesteine in vier Gruppen sondern: 1. die Erze und accessorischen Gemengtheile (Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz, Apatit, Zirkon, Titanit etc.), 2. die meistens farbigen, eisen- und magnesiahaltigen Silikate (Olivin, Glimmer, Amphibole, Pyroxene etc.), 3. die farblosen, feldspathigen Gemengtheile (eigentliche Feldspathe, Nephelin, Leucit, Melilith, Sodalith, Haüyn etc.), 4. die freie Kieselsäure als Quarz.

Bei allen Tiefengesteinen erfolgt nun die Entwicklung dieser Gemengtheile so, dass die Bildung eines jeden derselben eine continuirliche, in einem einzigen Zeitabschnitt verlaufende war, der die Krystallisation der anderen Gemengtheile vorherging oder folgte. Es giebt damit — und das ist der wichtigste structurelle Charakter der Tiefengesteine gegenüber den Ergussgesteinen — im Allgemeinen von jedem Gemengtheil nur eine einzige Generation. Die Bildungsperioden der verschiedenen Gemengtheile folgen sich bald so, dass vor vollendeter Ausscheidung des einen Gemengtheils diejenige eines anderen nicht statt hatte, weit häufiger aber wohl derart, dass der Beginn einer jüngeren Mineralausscheidung eine gewisse Zeit vor dem Abschluss der nächst älteren eintrat, dass also, geologisch gesprochen, die Bildungsperioden zweier aufeinander folgender Gemengtheile sich übergreifend verhalten. Die Gesetze,

nach denen die Reihenfolge der Ausscheidnngen der verschiedenen Gemengtheilsgruppen sich ordnet, sind bis heute nicht vollständig bekannt. Im Allgemeinen beginnt die Gesteinsverfestigung mit der Krystallisation der Erze und accessorischen Gemengtheile; darauf folgt die Bildung der eisen- und magnesiahaltigen Silikate, dann die der feldspathigen Componenten, endlich diejenige der freien Kieselsäure. Zieht man die bei den Ergussgesteinen auftretenden Verhältnisse hinzu, so kann man für die Reihenfolge der Ausscheidungen folgende Regeln aufstellen:

1. Die krystallinen Ausscheidungen in einem eruptiven Silikatmagma folgen sich* nach abnehmender Basicität derart, dass in jedem Augenblicke der Gesteinsbildung der noch vorhandene Krystallisationsrückstand saurer ist, als die Summe der bereits auskrystallisirten Verbindungen.

2. Die relativen Mengen der in einem eruptiven Silikatmagma vorhandenen Verbindungen wirken bedingend auf die Reihenfolge ihrer Ausscheidung insofern, als im Allgemeinen die in geringeren Mengen vorhandenen früher auskrystallisiren.

Die im zweiten Satz ausgesprochene Beziehung scheint ein gewisses Schwanken in der Reihenfolge der Ausscheidung der oben (p. 11) unter 2. und 3. angeführten Gruppen von Gemengtheilen bei den basischeren Eruptivgesteinen erklären zu können.

3. Nach Metallen geordnet beginnt die Krystallisation mit der Ausscheidung der Oxyde des Eisens und der Spinellide; sie schreitet von der Bildung der Mg- und Fe-Silikate (farbige Gemengtheile) zu derjenigen der Silikate des Ca, weiter zu derjenigen der Alkalien fort und endet mit der Krystallisation des freien Kieselsäurerestes.

Die Thatsächlichkeit dieser auf gesetzmässig sich folgende Mineralbildungen bezüglichen Verhältnisse ergiebt sich aus dem Umstande, dass gewisse Gemengtheile der Tiefengesteine stets idiomorph, d. h. in rundum auskrystallisirten Individuen, andere allotriomorph, d. h. in einer äusseren Umgrenzung erscheinen, welche durch andere Ursachen als die eigene Molekularordnung bedingt ist, während wieder andere Gemengtheile einigen ihrer Begleiter gegenüber idiomorph, anderen gegenüber aber allotriomorph sind. Da nun die Formenentwicklung der ursprünglichen

* Bei der Formulirung dieser Regel wurden die in sehr geringen Mengen vorhandenen Nebengemengtheile Zirkon, Apatit und Titanit nicht in Betracht gezogen.

Gesteinsgemengtheile ihrem relativen Alter im Gestein proportional sein muss, so lässt sich aus dem mehr oder weniger vollkommenen Idiomorphismus, beziehungsweise Allotriomorphismus derselben unter Mitbenutzung der gegenseitigen Umwachsung und Einschliessung die Reihenfolge ihrer Entstehung ableiten.

Die angedeutete Art der holokrystallinen Ausbildung, bei welcher jeder Gesteinsgemengtheil nur in einer Generation entstand und welche auf eine stetige, ohne Recurrenzen verlaufende Änderung der physikalischen und chemischen Bedingungen bei der Gesteinsentwicklung hinweist, soll als körnige Structur bezeichnet werden. Sie ist die für alle Tiefengesteine charakteristische Structur, erleidet aber gewisse Modificationen, welche theils mit der chemischen Zusammensetzung der Eruptivmagmen verknüpft scheinen, theils an die Stock- oder Lagerform der Tiefengesteine gebunden sein dürften, und erst bei Besprechung der einzelnen Gesteinsfamilien discutirt werden können. — Wichtiger und gleich hier hervorzuheben ist ein Unterschied in der körnigen Structur der Tiefengesteine gegenüber derjenigen gewisser Ganggesteine. In den Tiefengesteinen sind idiomorphe Gemengtheile nur in einer im Allgemeinen kleinen Menge gegenüber den nur theilweise idiomorphen und allotriomorphen Componenten vorhanden, während es gewisse Typen von Ganggesteinen giebt, in denen alle oder doch sehr nahezu alle Gemengtheile idiomorph sind. Die körnige Structur solcher Ganggesteine (z. B. dichter Syenite) soll in diesem Buche als eine panidiomorph-körnige gegenüber der hypidiomorph-körnigen Structur der Tiefengesteine bezeichnet werden.

Nach ihrer geologischen Erscheinungsform kann man innerhalb der Tiefengesteine mit hypidiomorph-körniger Structur die stockförmigen und die lagerförmigen unterscheiden, wobei es natürlich nicht ausgeschlossen ist, dass die stockförmigen gelegentlich auch als Lager, die lagerförmigen als Stöcke, dann aber wohl stets von geringeren Dimensionen, und beide als Gänge erscheinen. Die lagerförmigen Tiefengesteine von geringerem Volumen stehen ihrer ganzen Ausbildung nach den Ergussgesteinen verwandtschaftlich nahe, während die stockförmigen sich davon am eigenartigsten unterscheiden. Es sollen daher diese intrusiven Lagergesteine (Diabase) mit den Ergussgesteinen zusammengefasst werden, solange man nicht für hypoabyssische Intrusivmassen geringer Mächtigkeit eine eigene Gruppe aufstellt. Mit Hinblick auf ihre chemische und mineralogische Zusammensetzung gruppirt man die Tiefen-

gesteine in Alkalifeldspathgesteine mit wesentlichem Quarzgehalt, Familie der Granite, in Alkalifeldspathgesteine ohne wesentlichen Quarzgehalt, Familie der Syenite, in Alkalifeldspathgesteine mit wesentlichem Elaeolithgehalt, Familie der Elaeolith- und Leucitsyenite, in Plagioklas-Glimmer- und Plagioklas-Hornblende-Gesteine, Familie der Diorite, in Plagioklas-Diallag- und Plagioklas-Enstatit-Gesteine, Familie der Gabbro und Norite, in feldspathfreie Gesteine, Familie der Peridotite und Pyroxengesteine, in Plagioklasgesteine mit wesentlichem Nephelingehalt, Familie der Theralithe, in reine Nephelingesteine, Familie der Ijolithe.

Daraus ergiebt sich für die Classification folgendes Schema:

I. Classe: Tiefengesteine.

a) Familie der granitischen Gesteine
b) Familie der syenitischen Gesteine
c) Familie der Elaeolith- und Leucitsyenite
d) Familie der Diorite
e) Familie der Gabbro und Norite
f) Familie der Peridotite und Pyroxengesteine
g) Familie der Theralithe
h) Familie der Ijolithe.

I. a. Familie der granitischen Gesteine.

Literatur.

Frank. D. Adams, Notes on the microscopic structure of some rocks of the Quebec group. Appendix to the Annual Report of the Canadian geolog. Survey. 1882.

— Rocks collected in the Yukon District and adjacent northern portion of British Columbia. Geol. Survey of Canada. Report 1887.

— Microscop. character of the ore of the Treadwell mine, Alaska. Amer. Geologist 1889. 88.

— On some granites from British Columbia and the adjacent parts of Alaska and the Yukon District. Canadian Rep. of Sc. Sept. 1891. 344.

Sam. Allport, On the metamorphic rocks surrounding the Land's-End Mass of Granite. Quart. Journ. geol. Soc. 1876. XXXII. No. 128. 407—427.

— On the rocks of Brazil Wood, Charnwood forest. Geol. Mag. 1879. (2.) VI. No. 185. 481—485.

H. Bäckström, Tvänne nyupptäkta svenska Klotgraniter. G. F. i St. Förhld. 1894. XVI. 107.

Ch. Barrois, Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. Lille 1882.

— Mémoire sur les grès métamorphiques du massif granitique du Guéméné. Ann. Soc. géol. du Nord. IX. 103—140. Lille 1884.

— Le granite de Rostrenen (Cotes-du-Nord), ses apophyses et ses contacts. Ann. Soc. géol. du Nord. 1884. XII. 1—115.

— Excursion aux environs de Quimper. Bull. Soc. géol. Fr. 1886. (3.) XIV. 667.

— Filons de la Rade de Brest. Ibidem. 1886. (3.) XIV. 694.

— Excursion de Quimperlé à Pont-Aven et à l'anse du Pouldu. Ibidem 1887. (3.) XIV. 820.

— Excursion de Carhaix à Goarec et à l'étang des Salles de Rohan. Ibidem. 1887. (3.) XIV. 850.

— Massif granitique de Huelgoat. Ibidem. 1886. (3.) XIV. 865.

— Excursion aux environs de Morlaix. Ibidem. 1886. (3.) XIV. 888.

— Les modifications et les transformations des granulites du Morbihan. Ann. Soc. géol. Nord. 1887. XV. 1.

— Sur les modifications endomorphes des massifs granulitiques du Morbihan. C. R. 1888. CVI. 428.

— Observations préliminaires sur les roches de Laumeur. Ann. Soc. géol. Nord. 1888. XV. 238.

G. Barrow, On an intrusion of Muscovite-Biotite gneiss in the southeastern Highlands of Scotland and its accompanying metamorphism. Q. J. G. S. 1893. XLIX. 330.

W. S. Bayley, Notes of microscopical examinations of rocks from the Thunder Bay Silver-District. Annual Report (New Series) of geol. Survey of Canada. Vol. III. part. 2. H. 115.

R. Beck, Erläuterungen zu Sect. Elster nebst Schönberg, Sayda, Nassau, Kreischa-Hänichen, Pirna und Königstein-Hohnstein der geologischen Specialkarte von Sachsen. Leipzig 1885—1893.

— Über die Amphibolitisirung von Diabasgesteinen im Contactbereich von Graniten. Z. D. G. S. 1891. XLIII. 257.

— Über gequetschte Granite. Ber. d. naturf. Ges. zu Leipzig. 1891. 113.

— Über Brookit als Contactmineral. L. J. 1892. I. 159.

— Die Contacthöfe der Granite und Syenite im Schiefergebiete des Elbthalgebirges. T. M. P. M. 1893. XIII. 290.

R. Beck und J. Hazard, Erläuterungen zu Section Dresden der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1893.

R. Beck und W. Luzi, Über die Bildung von Graphit bei der Contactmetamorphose. L. J. 1891. II. 28.

Fr. Becke, Untersuchungen an kaukasischen Eruptivgesteinen. (H. Abich, Geol. Forschungen in den kaukasischen Ländern. II. Geologie der armenischen Hochebene. 1. Westhälfte.) Wien 1882. 329—364.

Geo. F. Becker, The geology of the Comstock Lode and the Washoe District. Washington 1882.

— Geology of the quicksilver deposits of the Pacific Slope. Monographs U. S. geol. Survey. XIII. Washington 1888.

E. W. Benecke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. Strassburg i. E. 1879.

J. Bergeron, Note sur les roches éruptives de la Montagne Noire. Bull. Soc. géol. Fr. 1888. (3.) XVII. 54.

— Etude géologique du massif ancien situé au sud du plateau central. Paris 1889.

H. Berghell, Beskrifning till Kartbladen No. 23 och 24. (Jurmo och Mörskär.) Finlands geologiska undersökning. Helsingfors 1892.

W. Bergt, Beiträge zur Petrographie der Sierra Nevada de Santa Marta und der Sierra de Perijá in der Republik Columbia. T. M. P. M. 1888. X. 271.

O. Beyer, Der Basalt des Grossdehsaer Berges und seine Einschlüsse, sowie ähnliche Vorkommnisse aus der Oberlausitz. T. M. P. M. 1888. X. 1.

Bleicher, Recherches sur les terrains antérieurs au jurassique dans la province d'Oran. Bull. soc. géol. Fr. 1881. (3.) IX. 303.

A. Bodmer-Beder, Petrographische Untersuchungen an Gesteinen der Somali-Halbinsel, Ostafrika. Vierteljahrsschrift der naturf. Ges. Zürich 1894. XXXIX. Heft 2.

T. G. Bonney, On the microscopic structure of Luxullianite. Min. Mag. 1877. Nov. II. Heft 7.

— On some of the older rocks of Brittany. Q. J. G. S. 1887. XLIII. No. 171. 301.

— On some results of pressure and of the intrusion of granite in stratified palaeozoic rocks, near Morlaix. Q. J. G. S. 1888. XLIV. No. 173. 11.

— Supplementary notes on the Narborough District (Leicestershire). Q. J. G. S. 1895. LI. 24.

M. Boule, Description géologique du Vélay. Bull. du Service de la Carte géologique de la France. No. 28. Paris 1892.

W. C. Brögger, Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. Kristiania 1882.

— Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesund-Skien. Nyt Magazin for Naturvid. XXVIII. 1884. 253—419.

— Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Leipzig 1890.

W. C. Brögger och H. Bäckström, Om förekomster af „Klotgranit" i Vasastaden, Stockholm. G. F. i Stockholm Förhdl. 1887. IX. 307.

L. Bucca, Studio petrografico su alcune roccie dell' Iglesiente. Roma 1888. In: Memorie descrittive della Carta geol. d'Italia. IV.

— L'età del granito di Monte Capanne (Isola d'Elba). Giorn. Sc. nat. ed econom. Palermo 1892. XXI.

— Contribuzione allo studio geologico dell' Abissinia. Atti Accad. Giorn. di Sc. nat. Catania. (4.) IV. 1892.

H. Böcking, Der nordwestliche Spessart. Abhandl. k. pr. geol. Landesanstalt. N. F. Heft 12. Berlin 1892.

C. v. Camerlander, Geologische Aufnahmen in den mährisch-schlesischen Sudeten. Jahrb. K. K. geol. R. 1890. XL. 103.

Chaper, Note sur une pegmatite diamantifère de l'Indoustan. Bull. Soc. géol. Fr. 1886. (3.) XIV. 330.

C. Chelius, Erläuterungen zu Blatt Messel, Rossdorf und Darmstadt der geol. Karte des Grossherzogthums Hessen. Darmstadt 1886.

— Notizen aus den Aufnahmegebieten des Sommers 1888. Notizblatt Ver. f. Erdk. Darmstadt 1888. (4.) IX. 30.

— Granit und Minette an der Hirschburg bei Leutershausen südlich Weinheim an der Bergstrasse. Notizbl. Ver. f. Erd. Darmstadt 1888. (4.) IX.

— Das Granitmassiv des Melibocus und seine Ganggesteine. Notizbl. Ver. f. Erdk. Darmstadt 1892. (4.) Heft 13. 1.

— Geologischer Aufnahmebericht über Blatt Neunkirchen i. O. Notizbl. Ver. f. Erdk. Darmstadt 1893. (4.) Heft 14.

C. Chelius und G. Klemm, Erläuterungen zu Blatt Neustadt-Obernburg der geologischen Karte des Grossherzogthums Hessen. Darmstadt 1894.

C. Chelius und Chr. Vogel, Erläuterungen zu Blatt Gross-Umstadt der geologischen Karte des Grossherzogthums Hessen. Darmstadt 1894.

H. Chenot, De l'âge relatif de quelques roches vosgiennes. Bull. des séances de la Soc. des Sc. de Nancy 1889. Nos. 2 et 3.

C. Chewings, Beiträge zur Kenntniss der Geologie Süd- und Central-Australiens nebst einer Übersicht des Lake Eyre-Beckens und seiner Randgebirge. Heidelberg 1894.

E. de Chrustschoff, Note sur le granite variolitique de Craftsbury en Amérique. Bull. Soc. Min. Fr. 1885. VIII. 132.

— Note sur la granulite variolitique de Fonni, près Ghistorrai (Sardaigne). Bull. Soc. Min. Fr. 1888. XI. 173.

E. Cohen, Geognostisch-petrographische Skizzen aus Süd-Afrika. L. J. 1874. 465—503.

— Erläuternde Bemerkungen zu der Routenkarte einer Reise von Lydenburg

- nach den Goldfeldern und von Lydenburg nach der Delagoa-Bai im östlichen Süd-Afrika. Hamburg 1875.
E. Cohen, Über einige Gesteine von den Canal-Inseln. L. J. 1882. I. 179.
— Über einige Vogesengesteine. L. J. 1883. I. 200.
— Andalusitführende Granite. L. J. 1887. II. 178.
— Das obere Weilerthal und das zunächst angrenzende Gebirge. Strassburg 1889.
E. Cohen und W. Deecke, Über das krystalline Grundgebirge der Insel Bornholm. 1889.
— Über Geschiebe aus Neu-Vorpommern und Rügen. Mitth. d. naturw. Ver. f. Neu-Vorp. u. Rügen. 1891. XXIII.
A. P. Coleman, Petrography of the drift of central Ontario. Trans. Roy. Soc. Canada. 1887. Sect. III. 45.
— Geography and Geology of the „Big Bend" of the Columbia. Trans. Roy. Soc. Canada. 1889. 97.
H. Credner, Die granitischen Gänge des sächsischen Granulitgebietes. Z. D. G. G. 1875. XXVII. 104—223.
Ch. Whitman Cross, Studien über bretonische Gesteine. T. M. P. M. 1880. III. 369.
J. Curie et G. Flamand, Etude succincte sur les roches éruptives de l'Algérie. 1889.
P. H. Dahms, Über einige Eruptivgesteine aus Transvaal in Süd-Afrika. L. J. 1890. B. B. VII. 90.
J. R. Dakyns and J. J. H. Teall, The plutonic rocks of Garabal Hill and Meall Breacc Q. J. G. S. 1892. XLVIII. 104.
K. Dalmer, Erläuterungen zu den Sectionen Kirchberg, Auerbach-Lengenfeld, Schneeberg, Lössnitz und Altenberg-Zinnwald der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig.
— Über das reichliche Vorkommen von Topas im Altenburger Zwitter. Z. D. G. G. 1887. XXXIX. 819.
— Die Quarztrachyte von Campiglia und deren Beziehungen zu granitporphyrischen und granitischen Gesteinen. L. J. 1887. II. 206. — cf. B. Lotti, Boll. Com. geol. d'Ital. 1887. 27.
W. Deecke, Der Granitstock des Elsässer Belchen in den Südvogesen. Z. D. G. G. 1891. XLIII. 839.
A. Delesse, Mémoire sur la constitution minéralogique et chimique des roches des Vosges. Granite. Ann. min. (5.) III. 369—410. — Bull. soc. géol. Fr. (2.) X. 254.
J. S. Diller, Anatas als Umwandlungsproduct von Titanit im Biotitamphibolgranit der Troas. L. J. 1883. I. 187.
L. Duparc et L. Mrazec, Sur les roches étrangères enfermées dans la protogine erratique du Mont-Blanc. Arch. Sc. phys. et nat. Génève 1891. (3.) XXV. 655.
— — Recherches sur la protogine du Mont-Blanc et sur quelques granulites filoniennes qui la traversent. Arch. Sc. phys. et nat. (3.) XXVII. 659. 1892.
— — Le massif de Trient. Etude pétrographique. Arch. Sc. phys. et nat. Genf 1894. (3.) XXXII. No. 9.
L. Duparc et E. Ritter, Géologie et roches éruptives du massif de Beaufort. Arch. Sc. phys. et nat. (3.) XXVIII. 498. 1892.
— — Les massifs cristallins de Beaufort et Cevins. Arch. Sc. phys. et nat. 1893 Juillet. (3.) XXX. No. 7.
H. Eck, Geognostische Beschreibung von Baden-Baden, Rothenfels, Gernsbach und Herrenalb. Abhdl. k. pr. geol. Landesanst. N. F. Heft 6. Berlin 1892.

Alph. Erens, Note sur les roches cristallisées recueillies dans les dépôts de transport situées dans la partie-méridionale du Limbourg hollandais. Ann. Soc. géol. de Belg. 1889. XVI. Mém.

Edm. von Fellenberg, Recherches sur le granite et porphyre de Gasteren. Arch. Sc. phys. et nat. Genf. Oct. Nov. 1889. 56.

F. Forqué, Sur les nodules de la Granulite de Ghistorrai, près Fonni (Sardaigne). Bull. Soc. Min. Fr. 1887. X. 57.

S. Franchi, Nota preliminare sulla formazione gneissica e dalle roccie granitiche del massiccio cristallino ligure. Boll. R. Com. geol. d'Italia 1893. 43. Roma.

H. Francke, Studien über Cordillerengesteine. Apolda 1875.

H. Frey, Zur Heimathbestimmung der Nagelfluh. Bern 1892.

Benj. Frosterus, Beskrifning till Kartbladet Mariehamn och Föglö. Finlands geol. Undersökning. Helsingfors 1892 und 1894.

— Über ein neues Vorkommniss von Kugelgranit unfern Virvik bei Borgå in Finland nebst Bemerkungen über ähnliche Bildungen. T. M. P. M. 1893. XIII. 177.

C. W. C. Fuchs, Die alten Sedimentformationen und ihre Metamorphose in den französischen Pyrenäen. L. J. 1870. 719 sqq. u. 851 sqq.

Arch. Geikie, On the supposed pre-cambrian rocks of St. Davids. Q. J. G. S. 1883. XXXIX. 261—325.

— The history of volcanic action during the tertiary period in the British Isles. Transact. Roy. Soc. Edinburgh 1888. XXXV. part. 2.

— On the altered limestone of Strath, Skye. Q. J. G. S. 1888. XLIV. No. 173. 62.

— On the relations of the basic and acid rocks of the tertiary volcanic series of the Inner Hebrides. Q. J. G. S. 1894. L. 212.

A. Gerhard, Beitrag zur Kenntniss der sogen. Sodagranite. L. J. 1887. II. 268.

Fr. Graeff, Geologische und petrographische Studien in der Montblanc-Gruppe. Ber. d. naturf. Ges. Freiburg i. B. 1894. IX. Heft 2.

Ulysses Sh. Grant, The geology of Kekequabic Lake in Northeastern Minnesota with special reference to an Augite-Soda-Granite. Inaug. Diss. Baltimore 1894.

— Note on an Augite-Soda-Granite from Minnesota. Amer. Geologist 1893. XI. 383.

J. W. Gregory, The Waldensian gneisses and their place in the Cottian sequence. Q. J. G. S. 1894. L. 232.

G. P. Grimsley, The granites of Cecil County in Northeastern Maryland. Journ. Cincinnati Soc. Nat. Hist. April and July 1894.

P. Groth, Das Gneissgebiet von Markirch im Ober-Elsass. Strassburg i. E. 1877.

U. Grubenmann, Zur Kenntniss der Gotthard-Granite. Verhandl. d. Thurg. naturf. Ges. IX. 1890.

— Über Gesteine des granitischen Kernes im östlichen Theil des Gotthardmassivs. Mittheil. d. Thurg. naturf. Ges. Frauenfeld 1892.

C. W. von Gümbel, Geologische Mittheilungen über die Mineralquellen von St. Moritz im Oberengadin und ihre Nachbarschaft nebst Bemerkungen über das Gebirge bei Bergün und die Therme von Pfäffers. S. M. A. 1893. XXIII. 19.

Guyerdet, Granulite du Mont-Cerisi (Orne). Bull. Soc. linnéenne de Normandie. 1883. (3.) VIII. 352.

A. C. Haddon, W. J. Sollas and Gr. A. J. Cole, On the geology of Torres Straits. Trans. Roy. Irish Acad. XXX. part XI. Dublin 1894.

Arnold Hague, Abstract of Report on the geology of the Eureka District. Washington 1883.

— The geology of the Eureka District, Nevada. U. S. geol. Survey Monographs. vol. XX. Washington 1891.

T. Harada, Die japanischen Inseln. I. Berlin 1890.

A. Harker, On the eruptive rocks in the neighbourhood of Sarn, Caernarvonshire. Q. J. G. S. 1888. XLIV. No. 175. 442.

A. Harker and J. E. Marr, On the Shap granite and the associated igneous and metamorphic rocks. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 266.

— — Supplementary notes on the metamorphic rocks around the Shap granite. Q. J. G. S. 1893. XLIX. 359.

Fr. H. Hatch, Memoir on sheets 138 and 139 of the Map of the geological survey of Ireland. 1888.

— On the spheroid-bearing granite of Mullaghderg, Co. Donegal. Q. J. G. S. 1888. XLIV. No. 175. 548.

— Notes on the petrographical characters of some rocks collected at Madagascar by the Rev. Baron. Q. J. G. S. 1889. XLV. No. 178. 340.

G. W. Hawes, Mineralogy and lithology of New Hampshire. Concord 1878. 190—204.

— The Albany granite and its contact phenomena. Amer. Journ. 1881. XXI. 21—32.

Er. Haworth, A contribution to the archaean geology of Missouri. Minneapolis 1888.

J. Hazard, Erläuterungen zu Section Moritzburg-Klotzsche der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1892.

Herm. Hedeström, Studier öfver bergarter från morän vid Visby. G. F. i St. Förhdl. 1894. XVI. 247.

A. Heim, Die Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Mit einem Anhange von petrographischen Beiträgen von C. Schmidt. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Lief. 25. Bern 1891.

J. Heinemann, Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel 1879.

R. Helmhacker, Mineralogische Beobachtungen aus dem östlichen Böhmen. T. M. M. 1876. I. 25—38.

O. Herrmann, Erläuterungen zu Section Kloster St. Marienstern, Welka-Lippitsch, Schirgiswalde-Schluckenau, Pulsnitz, Schönfeld-Ostrand, Radeburg und Bischofswerda der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1888—1893.

— Über die Wirkungen des Gebirgsdrucks in der westlichen Lausitz. Ber. d. Verhdl. d. naturf. Gesellschaft zu Leipzig. 1891. 116.

— Krystallskelette von Apatit. L. J. 1893. II. 52.

O. Herrmann und E. Weber, Contactmetamorphische Gesteine der westlichen Lausitz. L. J. 1890. II. 187.

R. Herrmann, Das Kulmgebiet von Lenzkirch im Schwarzwald. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. B. 1892. VII. 1.

R. Herz, Die Gesteine der ecuatorianischen Westcordillere vom Pululagua bis Guagua-Pichincha. Berlin 1892.

A. Hettner und G. Linck, Beiträge zur Geologie und Petrographie der columbianischen Anden. Z. D. G. G. 1888. XL. 205.

J. Em. Hibsch, Die Insel älteren Gebirges und ihre nächste Umgebung im Elbthale nördlich von Tetschen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1892. XLI. 240.

E. Hill and T. G. Bonney, On the precarboniferous rocks of Charnwood forest. Q. J. G. S. 1877. XXXIII. No. 132. 574; 1878. XXXIV. No. 134. 199.

Wm. H. Holmes, On the rocks occurring in the neighbourhood of Ilchester, Howard Co., Md. The Johns Hopkins Univ. Circulars. No. 65. April 1888.

— Paragenesis of Allanite and Epidote as rock forming Minerals. Amer. Journ. 1889. XXXVIII. 223. Deutsch T. M. P. M. 1889. XI. 1.

A. G. Högbom, Om basiska utsöndringar i Upsalagraniten. G. F. i St. Förhdl. 1888. X. No. 116. 219.

— Om postarkäiska eruptiver inom det svensk-finska urberget. G. F. i Stockholm Förhdl. 1893. XV. 209.

— Om de s. k. urgraniterna i Upland. Ibidem. 1893. XV. 241.

T. H. Holland, On rocks specimens from Korea. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 171.

N. O. Holst och F. Eichstädt, Klotdiorit från Slättmossa, Järeda socken, Kalmar Län. Geol. Fören. i Stockh. Förhdl. 1884. VII. No. 86. 134—142.

C. H. Homan, Selbu. Norges geologiske Undersögelse. Kristiania 1890.

A. W. Howitt, Notes on the geology of part of the Mitchell River division of the Mining District of Gippsland. Geolog. Survey of Victoria. IV. Melbourne and London 1877. 118—126.

— The diorites and granites of Swift's creek and their contact zone with notes on the auriferous deposits. Roy. Soc. of Victoria. Melbourne 1879.

— The sedimentary, metamorphic and igneous rocks of Ensay. Roy. Soc. Victoria. 16. April 1886.

— Notes on some metamorphic and plutonic rocks at Omeo. Trans. Roy. Soc. Victoria. XXIV. 100. 1887.

— Notes on certain plutonic and metamorphic rocks at Omeo. Report and statistics of Min. Dep. for the quarter ended 31st March 1890. Melbourne 1890. 32.

Edw. Hull, On the microscopical structure of Irish Granites. Geol. Mag. No. 107. X. 1873 Mai und No. 115 (2.) I. Jan. 1874.

Eug. Hussak, Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine der Umgegend von Schemnitz. S. W. A. 1880. LXXXII. 164—231.

— Ein Beitrag zur Kenntniss der Knotenschiefer. Sitzungsber. niederrhein. Ges. 1887. Bonn.

— Mineralogische Notizen aus Brasilien. T. M. P. M. 1892. XII. 463.

W. M. Hutchings, Notes on the altered Coniston Flags at Shap. Geol. Mag. (3.) VIII. 459. 1891.

— Notes on the composition of clays, slates etc. and on some points in their contact metamorphism. Geol. Mag. 1894. (4.) I. 355.

Hyades, Géologie du Cap Horn. Paris 1887.

Jos. P. Iddings, Microscopical Petrography of the eruptive rocks of the Eureka District. U. S. geol. Survey Monographs. vol. XX. Washington 1892.

R. D. Irving, On the paramorphic origin of the hornblende in the crystalline rocks of the northwestern states. Amer. Journ. 1883. XXVI. p. 151. sqq.

— The copper-bearing rocks of Lake Superior. U. S. geol. Survey Monographs. V. Washington 1883.

R. D. Irving and Ch. R. van Hise, The Penokee Iron-bearing Series of Michigan and Wisconsin. 10. Annual Rep. U. S. geol. Survey. Washington 1890.

R. D. Irving and Ch. R. van Hise, The Penokee Iron-bearing Series of Michigan and Wisconsin. U. S. geol. Survey Monographs XIX. Washington 1892.

A. V. Jennings and G. J. Williams, Manod and the Moelwyns. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 368.

K. Jimbo, Explanatory text to the geological map of Hokkaido. Tokyo 1890.

— General geological sketch of Hokkaido with special reference to the petrography. Hokkaido 1892.

C. von John, Über ältere Eruptivgesteine Persiens. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 111 und Verh. k. k. geol. R. 1884. No. 3. 35—37.

— Über die von H. Dr. Wähner aus Persien mitgebrachten Eruptivgesteine. Jahrb. k. k. geol. R. 1885. XXXV. 37—46.

E. Kalkowsky, Über Gneiss und Granit des bojischen Gebirgsstocks im Oberpfälzer Waldgebirge. L. J. 1880. I. 29—42.

Fr. Katzer, Geologische Beschreibung der Umgebung von Ričan. Jahrb. k. k. geol. R. 1888. XXXVIII. 355.

K. Keilhack, Der Koschenberg bei Senftenberg. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. zu Berlin für 1892. 172. Berlin 1893.

J. F. Kemp, Petrographical notes. Transact. N. Y. Acad. Sc. 1892. XI. No. 6. 7. 8.

— An orbicular granite from Quonochontoque Beach, R. J. Trans. N. Y. Acad. Sc. 1894. XIII. 140.

J. F. Kemp and Arth. Hollick, The granite at Mounts Adam and Eve, Warwick, Orange Co., N. Y., and its contact phenomena. Annals N. Y. Acad. Sc. 1893. VII. 638.

Y. Kikuchi, On cordierite as contact mineral. Imperial University of Japan III. 313.

Th. Kjerulf, Grundfjeldsprofilet vid Mjösens sydende. Nyt Mag. for Naturvid. Kristiania. 1885. XXIX. 3. 215—294.

— Beskrivelse af en raekke norske bergarter. Kristiania. 1892.

G. Klemm, Erläuterungen zu Sectionen Stolpen, Pillnitz, Königswartha-Wittichenau, Baruth-Neudorf, Grossenhain-Skäschen, Riesa-Strehla und Neustadt-Hohwald der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1888—1892.

Fr. Klockmann, Beitrag zur Kenntniss der granitischen Gesteine des Riesengebirges. Z. D. G. G. 1882. XXXIV. 373—427.

J. H. Kloos, Geognostische und geographische Beobachtungen im Staate Minnesota. Berlin 1877.

— Studien im Granitgebiete des südlichen Schwarzwaldes. L. J. B.-B. III. 1884.

— Mikroskopische Untersuchung der von Prof. Martin mitgebrachten Gesteine aus Westindien. Leiden 1887.

— Untersuchungen an Mineralien und Gesteinen aus Westindien (Holländisch-Guyana). Leiden 1889.

Ant. Koch, Neue Beiträge zur Kenntniss des Gyaluer Hochgebirges. F. K. 1894. XXIV. 135.

B. Koller, Der Granit von Rastenberg. T. M. P. M. 1883. V. 215—224.

Bundjiro Koto, On some Japanese rocks. Q. J. G. S. 1884. XL. No. 159. 431—457.

— The archaean formation of the Abukuma-Plateau. Journ. Coll. Sc. Imp. Univ. Japan 1892. V. part III. 197.

R. Küch, Beitrag zur Petrographie des westafrikanischen Schiefergebirges. T. M. P. M. 1884. VI. 93.

A. Lacroix, Sur une roche à amphibole sodique, astrophyllite, pyrochlore et zircon du Colorado. C. R. 1889. CIX. 39. (L. J. 1891. I. 268.)
— Sur les phénomènes de contact de la granulite et des gneiss à Wernérite de la Loire-Inférieure. C. R. 1889. CVIII. 539. (L. J. 1890. II. 81.)
— Contributions à l'étude des roches métamorphiques et éruptives de l'Ariège. Paris 1890.
Alex. Lagorio, Mikroskopische Analyse ostbaltischer Gebirgsarten. Dorpat 1876.
H. O. Lang, Über Flussspath im Granit von Drammen. Nachr. k. Ges. d. Wiss. Göttingen. 1880. No. 15. 477—488.
— Erratische Gesteine aus dem Herzogthum Bremen. Abhandl. herausgeg. v. naturw. Ver. zu Bremen. Göttingen 1879. 31—56.
— Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine des Christiania-Silurbeckens. Nyt Mag. f. Naturv. Christiania 1886.
A. de Lapparent, Note sur les roches éruptives de l'île de Jersey. Ann. Soc. scient. Bruxelles. 1892. XVI. 2. partie.
A. v. Lasaulx, Metamorphische und Eruptivgesteine aus dem Silur der Grafschaft Wicklow. T. M. P. M. 1878. I. 433.
— Der Granit unter dem Cambrium des Hohen Venn. Verh. naturh. Ver. für Rheinland u. Westfalen. Bonn 1884. — cf. G. Dewalque, Filons granitiques etc. Liège 1885.
de Launay, Note sur les gisements de kaolin de la Forêt des Collettes (Allier). Bull. Soc. géol. Fr. 1888 (3.) XVI. 1065.
A. C. Lawson, Rapport sur la géologie de la région du Lac des Bois. Geol. and nat. hist. Survey of Canada 1885. I.
— Report on the geology of Rainy Lake Region. Geol. Survey of Canada. Annual Report 1887. Montreal 1888.
— The geology of Carmelo Bay. With chemical analyses and co-operation in the field-work by Juan de la C. Posada. University of California. Bull. of the Dep. of geology. vol. I. 1. Berkeley 1893.
Joh. Lehmann, Untersuchung über die Entstehung der altkrystallinischen Schiefergesteine etc. Bonn 1884.
H. Lenk, Über Gesteine aus Deutsch-Ostafrika. Aus: „Baumann, Durch Massailand zur Nilquelle." 1894.
Le Verrier, Sur une venue de granulite à Riebeckite de Corse. C. R. 1889. CIX. 38. (L. J. 1891. I. 266.)
K. Th. Liebe und E. Zimmermann, Die zonenweise gesteigerte Umwandlung der Gesteine in Ostthüringen. Jahrb. k. pr. geol. L. f. 1886. 148.
Th. Liebisch, Die in Form von Diluvialgeschieben in Schlesien vorkommenden massigen nordischen Gesteine. Breslau 1874.
— Über die von Dr. G. Schweinfurth in der mittelägyptischen Wüste gesammelten massigen Gesteine. Z. D. G. G. 1877. XXIX. 710.
G. Linck, Geognostische Beschreibung des Thalhorn im oberen Amariner Thal. Mitth. geol. Landesanst. von Els.-Lothr. Strassburg 1892. IV. 1.
W. Lindgren, Petrographical notes from Baja California, Mexico. Proceed. Cal. Acad. Sc. (2.) II. 1889.
H. Loretz, Bemerkungen über das Vorkommen von Granit und verändertem Schiefer im Quellgebiete der Schleuse im Thüringer Walde. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. f. 1886. 272—294. Berlin 1887.

K. Lossen, Über den Spilosit und Desmosit Zincken's; ein Beitrag zur Kenntniss der Contactmetamorphose. Z. D. G. G. 1872. XXIV. 701.
— Über Granitapophysen und Gänge im Harz. Z. D. G. G. XXVIII. 405—414. 1876.
— Über den Ramberg-Granit und seinen Contacthof; in Erläuterungen zu Blatt Harzgerode der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1882.
— Über augitführende Gesteine aus dem Brocken-Granitmassiv im Harz. Z. D. G. G. 1880. XXXII. 206—215.
— Orthoklashornfels. Z. D. G. G. 1887. XXXIX. 509.
— Über die Umwandlung der culmischen und devonischen Kieselschiefer innerhalb der Contactzonen um den Brockengranit. Z. D. G. G. 1888. XL. 591.
B. Lotti, Descrizione geologica dell' Isola d'Elba. Roma 1886.
Hj. Lundbohm, Om berggrunden i Vesternorrlands Kusttrakter. G. F. i Stockholm Förhdl. 1893. XV. 321.
J. Macpherson, Estudio geologico y petrografico del Norte de la provincia de Sevilla. Bol. de la Comision del Mapa geolog. de España. Madrid 1879.
— Descripcion de algunas rocas que se encuentran en la Serrania de Ronda. Anal. Soc. Esp. de hist. nat. 1879. VIII. 229.
— De las relaciones entre las rocas graniticas y porfiricas. Ibid. 1880. IX.
— Apuntes petrograficos de Galicia. Ibid. X. 1881.
— Sucesion estratigráfica de los terrenos arcaicos de España. Anal. Soc. Esp. de hist. nat. 1883. XII.
C. Mc Cormick, The inclusions in the granite of Craftsbury, Vermont. Proceed. Acad. nat. Sc. Philadelphia 1886. 19. (L. J. 1890. II. 278.)
C. A. McMahon, The gneissose granite of the Himalayas. Geol. Mag. 1887. (3.) IV. No. 275. 212.
— On the gneissose granite of the Himalayas. Geol. Mag. 1888. (3.) V. No. 284. 61.
— Notes on Dartmoor. Q. J. G. S. 1893. XLIX. 385.
G. P. Merrill, On the collection of Maine building stones in the U. S. National Museum. Proceed. U. S. Nat. Mus. 1883. VI. No. 12.
— On the black nodules or so-called inclusions in the Maine Granites. Ibidem 1. February 1883.
Stan. Meunier, Examen lithologique d'un granite amygdaloïde de la Vendée. Bull. Soc. min. Fr. 1885. VIII. 383—385.
A. Michel-Lévy, De quelques caractères microscopiques des roches anciennes acides considérés dans leur relation avec l'âge des éruptions. Bull soc. géol. Fr. 1875. (3.) III. 199.
— Note sur une classe de roches intermédiaires entre les granites porphyroïdes et les porphyres granitoïdes. Groupe des Granulites. Ibid. 1874. (3.) II. 177.
— Sur les schistes micacés des environs de Saint-Léon (Allier). Bull. soc. géol. Fr. 1881. (3.) IX. 181—196.
— Aperçu général sur la constitution du Morvan et Note sur la formation, gneissique du Morvan. Bull. soc. géol. Fr. 1881. (3.) VII. No. 11.
— Note sur les roches éruptives et cristallines des Montagnes du Lyonnais. Bull. soc. géol. Fr. (3.) XVI. 216. 1887.
— Etude sur les roches cristallines et éruptives du Mont-Blanc. Paris 1890.

A. Michel-Lévy et Bergeron, Etude géologique de la Serrania de Ronda. Mém. prés. par div. sav. Paris 1889. XXX. 219.

A. Michel-Lévy et A. Lacroix, Sur le granite à amphibole de Vaugneray (Vaugnérite de Fournet). Bull. Soc. min. Fr. 1887. X. 27.

M. von Miklucho-Maclay, Rutil und Zinnstein im Greifensteiner Granit. L. J. 1885. II. 89.

H. Möhl, Die Eruptivgesteine Norwegens. Nyt Mag. for Naturvid. Kristiania 1877. XXIII.

G. A. F. Molengraaff, Beitrag zur Geologie der Umgegend der Goldfelder auf dem Hoogeveld der südafrikanischen Republik. L. J. B.-B. IX. 174. 1894.

W. Möricke, Einige Beobachtungen über chilenische Erzlagerstätten und ihre Beziehungen zu Eruptivgesteinen. T. M. P. M. 1891. XII. 186.

L. Mrazec, La protogine du Mont-Blanc et les roches éruptives qui l'accompagnent. Génève 1892.

H. R. Mueller, Die Granite des Langebachsgrundes bei Ilmenau. Jena 1882.

J. Niedzwiedzki, Über Gesteine von der Insel Samothrake. T. M. M. 1875. II. 89 sqq.

— Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des westlichen Balkan. S. W. A. 1878. LXXIX. März.

A. Osann, Report on the rocks of Trans Pecos, Texas. Geol. Survey of Texas. 4th Annual Report p. 123. Austin 1893.

A. Pelikan, Petrographische Untersuchung einiger Eruptivgesteine aus den Kaukasusländern. Aus: Beiträge zur Palaeont. und Geol. Öster.-Ung. und des Orients, herausgegeben von E. v. Mojsisovics und M. Neumayr. IX. 81. Wien 1894.

Petitos, Sur les roches éruptives de la Cochinchine française. Bull. soc. min. Fr. 1882. V. No. 5. 131.

A. Philippson, Mikroskopische Untersuchung einer Reihe von norwegischen Gesteinen aus der Umgegend von Tromsoe und von den Lofoten. Sitzungsber. der niederrh. Ges. zu Bonn. 1883. VIII. 6.

Arth. Phillips, On the rocks of the mining districts of Cornwall and their relations to metalliferous deposits. Q. J. G. S. 1875. XXXI. No. 123.

— On concretionary patches and fragments of other rocks contained in Granite. Q. J. G. S. 1880. XXXVI. No. 141. 1—21.

L. V. Pirsson, On the geology and petrography of Conanicut Island. R. J. Amer. Journ. 1893. XLVI. 363.

H. Pohlig, Metamorphische Schichtgesteine aus den vulkanischen Gebilden des Siebengebirgs. Sitzungsber. niederrh. Ges. 9. VII. 88 und Verhdl. naturf. Ver. Bonn. 45. Jahrg. (5.) V. 89.

A. Pontoni, Über die mineralogische und chemische Zusammensetzung einiger Granite und Porphyrite des Bachergebirges. T. M. P. M. 1894. XIV. 360.

Hampus von Post, Kalkgranit med bergbeck. G. F. i Stockholm F. 1886. VIII. No. 103. 453.

Giu. Em. Pozzi, Sopra alcune varietà di protogino del Monte Bianco. Atti R. Accad. Torino. 1879. XIV.

R. Prendel, Bericht über die Resultate einer im Sommer 1877 ausgeführten Excursion in das Gouvernement Podolien. Mem. d. neuruss. Ges. d. Naturf. Odessa 1878. V.

G. Primics, Die geologischen Verhältnisse der Fogarascher Alpen und des benachbarten rumänischen Gebirgs. Mitth. aus dem Jahrb. der königl. ungar. geol. Anst. 1884. VI. Bd. 9. Heft.

H. Pröscholdt, Blatt Themar der geologischen Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1892.

F. Quiroga, Observaciones geologicas en el Sahara occidental. Anales Soc. Esp. de hist. nat. 1889. XVIII. 313.

C. Raisin, On the lower limit of the Cambrian Series in N. W. Caernarvonshire. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 329.

W. Ramsay, Om Hoglands geologiska byggnad. G. F. i St. F. 1890. XII. 471.

— Der Umptek und der Lujaur Urt, in W. Ramsay und V. Hackmann: Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. Fennia 11. 2. Helsingfors 1894.

G. vom Rath, Mittheilungen aus Sardinien. Sitzungsber. niederrhein. Ges. Bonn. 8. Juni 1885 und 3. Mai 1886.

A. Renard, Notice sur les roches de l'île de l'Ascension. Bull. Musée Roy. d'hist. nat. de Belg. 1887. V. 5.

Report of the Committee, consisting of Prof. T. G. Bonney, Mr. J. J. H. Teall and Prof. J. F. Blake (Secretary) appointed to investigate the microscopic structure of the older rocks of Anglesey. British Assoc. Bath Meeting. 1888.

H. H. Reusch, Forandrede Silurlag i Grefsenaasen. Geol. Notiser fra Kristianiaegnen. Nyt Mag. f. Naturv. 1883. XXVIII. 2.

— Bommelöen och Karmöen geologisk beskrivne. Kristiania 1888.

R. Richter, Das thüringische Schiefergebirge. Z. D. G. G. 1869. XXI. 341 sqq.

Et. Ritter, Les massifs de Beaufort et du Grand Mont. Génève 1894.

J. Romberg, Petrographische Untersuchungen an argentinischen Graniten mit besonderer Berücksichtigung ihrer Structur und der Entstehung derselben. L. J. 1892. B. B. VIII. 275.

Gust. Rose, Über ein grosses Granitgeschiebe aus Pommern. Z. D. G. G. 1872. XXIV. 419.

H. Rosenbusch, Mineralogische und geognostische Notizen von einer Reise in Süd-Brasilien. Freiburg i. B. 1870.

— Über die Contactzone von Barr-Andlau. L. J. 1875. 849.

— Einige Mittheilungen über die Zusammensetzung und Structur granitischer Gesteine. Z. D. G. G. 1876. XXVIII. 369—390.

— Die Steiger Schiefer und ihre Contactbildungen an den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald. Strassburg 1877.

A. Rosiwal, Zur Kenntniss der krystallinen Gesteine des centralen Balkan. Denkschr. W. A. W. LVII. 265.

S. Roth, Die eruptiven Gesteine des Facekasboda-Morágyer Gebirgszuges. Mitth. aus d. Jahrb. d. k. ungar. geolog. Anstalt. Budapest 1876. IV.

R. Rüdemann, Die Contacterscheinungen am Granit der Reuth bei Gefrees. L. J. B. B. V. 1887. 643.

Fr. Rutley, The eruptive rocks of Brent Tor and its neighbourhood. London 1878.

— On the rocks of the Malvern Hills. Q. J. G. S. 1887. XLIII. No. 171. 481.

P. Sabersky, Mineralogisch-petrographische Untersuchung argentinischer Pegmatite mit besonderer Berücksichtigung der Structur der in ihnen auftretenden Mikrokline. L. J. B. B. VII. 1891. 359.

J. von Sadeczky, Der Granit der Hohen Tatra. T. M. P. M. 1893. XIII. 211.

W. Salomon, Neue Beobachtungen aus den Gebieten der Cima d'Asta und des Monte Adamello. T. M. P. M. 1892. XII. 406.

W. Salomon und H. His, Körniger Topasfels im Greisen bei Geyer. Z. D. G. G. 1888. XL. 570.

A. Sauer, Erläuterungen zu den Sectionen Lichtenberg-Mulda, Freiberg, Meissen der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1886—1889.

— Erläuterungen zu Blatt Gengenbach der geologischen Specialkarte des Grossherzogthums Baden. Heidelberg 1894.

— Über Riebeckit, ein neues Glied der Hornblendegruppe, sowie über Neubildung von Albit in granitischen Orthoklasen. Z. D. G. G. 1888. XL. 138.

— Der Granitit von Durbach im nördlichen Schwarzwald und seine Grenzfacies von Glimmersyenit (Durbachit). Mitth. Gr. Bad. geol. Landesanst. II. Heidelberg. 1891.

Fr. Schalch, Erläuterungen zu den Sectionen Geyer, Marienberg, Johann-Georgenstadt, Oschatz-Wellenwalde, Glashütte-Dippoldiswalde, Dippoldiswalde-Frauenstein und Schwarzenberg der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig.

C. J. van Schelle, Opmerkingen over de geologie van een gedeelte der afdeeling Gorontalo, Residentie Menado. Jaarboek van het Mijnwezen in Ned. Oost-Indie. 1889. XVIII. 115.

E. E. Schmid, Der Ehrenberg bei Ilmenau. Jena 1876.

Ad. Schmidt, Geologie des Münsterthales im badischen Schwarzwald. Heidelberg 1886.

C. Schmidt, Petrographische Beiträge in: Edm. v. Fellenberg und Cas. Mösch: Geologische Beschreibung des westlichen Theils des Aarmassivs, enthalten auf dem nördlich der Rhône gelegenen Theile des Blattes XVIII der Dufour-Karte. — Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. XXI. Lieferung. Bern 1893.

E. Schmidt, Geognostische Beschreibung des mittleren und westlichen Theils der Kreishauptmannschaft Bautzen. Bautzen 1878.

M. Schröder, Erläuterungen zu den Sectionen Eibenstock, Falkenstein und Zwota der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig.

Eug. Schumacher, Die Gebirgsgruppe des Rummelsberges bei Strehlen. Z. D. G. G. 1878. XXX. 427.

— Geologische Beobachtungen in den Hochvogesen. Mittheil. Commission f. d. geol. Landesanst. v. Elsass-Lothringen. II. 18. 1889.

M. Schuster, Mikroskopische Beobachtungen an californischen Gesteinen. L. J. B.-B. V. 1887. 451.

R. Schwerdt, Untersuchungen über Gesteine der chinesischen Provinzen Shantung und Liantung. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 198—233.

J. J. Sederholm, Beskrifning till Kartbladet Tammela. Helsingfors 1890.

— Studien über finnländische Rapakiwigesteine. T. M. P. M. 1891. XII. 1.

— Beskrifning till Kartbladet No. 22 (Walkeala). Finlands geologiska Undersökning. Helsingfors 1892.

A. Seeck, Beitrag zur Kenntniss der granitischen Diluvialgeschiebe in den Provinzen Ost- und Westpreussen. Z. D. G. G. 1884. XXXVI. 584—628.

Th. Siegert, Erläuterungen zu den Sectionen Hirschstein und Kötzschenbroda der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1889 u. 1892.

Al. Sigmund, Petrographische Studien am Granit von Predazzo. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1879. XXIX. 305—316.

C. H. Smyth jr., A geological reconnoissance in the vicinity of Gouverneur, N. Y. Trans. N. Y. Acad. of Sc. 1893. XII. 97.

— Petrography of the gneisses of the town of Gouverneur N. Y. Trans. N. Y. Acad. of Sc. 1893. XII. 203.

— On a basic rock derived from granite. Journ. of geology. Chicago. 1894. II. 667.

W. J. Sollas, On a fragment of garnet hornfels. Scient. proceed. Roy. Irish Acad. VIII. part 1. 48. 1890.

— On the occurrence of zinnwaldite in the granite of the Mourne Mountains. Ibidem 1890. 397.

— Contributions to a knowledge of the granites of Leinster. Trans. Roy. Irish Acad. XXIX. part XIV. 427. 1891.

— On the volcanic district of Carlingsford and Slieve Gullion. Part I. On the relations of the granite to the Gabbro of Barnavave, Carlingsford. Trans. Roy. Irish Acad. 1894. XXX. 477.

Alfr. Stelzner, Petrographische Bemerkungen über Gesteine des Altaï. In Cotta's Altaï. Leipzig 1871.

— On the biotite-holding amphibole-granite from Assuan (Syene). New York 1883.

— Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der Argentinischen Republik. I. Theil. Cassel und Berlin 1885.

Aug. Streng, Über die krystallinischen Gesteine von Minnesota in N.-Amerika. L. J. 1877. 235—242.

Gio. Struever, Contribuzioni allo studio dei graniti della bassa Valsesia. R. Accad. Lincei. Mem. VI. 1890. Roma.

E. Svedmark, Orsa Finmarks geologi. G. F. i St. Förhdl. 1895. XVII. 161.

Th. Szontagh, Petrographische Beschreibung von Gesteinen aus dem Sohler Comitat im nördlichen Ungarn. F. K. 1885. XV. 540—557.

J. J. Harris Teall, On some quartzfelsites and augite granites from the Cheviot district. Geol. Mag. 1885. Dec. 3. vol. II. No. 249. 106.

— On granite containing andalusite from the Cheesewring, Cornwall. Min. Mag. 1887. VII. No. 34. 161.

— On the origin of certain banded gneisses. Geol. Mag. Nov. 1887. (3.) IV. 484.

Termier, Etude sur le massif cristallin du Mont-Pilat sur la bordure orientale du plateau central entre Vienne et Saint-Vallier. Bull. du serv. d. l. carte géol. d. l. France. No. 1. 1889.

A. E. Törnebohm, Några exempel på pyroxenförande graniter och gneisser. G. F. i Stockh. Förhdl. 1880. V. No. 57.

— Beskrifning till geologisk ofversigtskarta öfver Mellersta Sveriges bergslag. Stockholm 1880.

— Beskrifning till geologisk öfversigtskarta öfver Vermlands län. Stockholm 1881.

— Om Kalkgranit. G. F. i Stockh. Förhdl. 1876. III. No. 35. 210.

— Om Kalcithalt i graniter. Kong. Vetensk. Akad. Förhdl. 1881. No. 10.

— Några ord om granit och gneiss. G. F. i Stockh. Förhdl. 1881. V. No. 61. 233—248.

— Under Vega-Expeditionen insamlade bergarter petrografisk beskrifning. Vega's-Exped. vetensk. Jakttag. IV. Stockholm. 1884.

A. E. Törnebohm, Några notiser från en resa i Telemarken. G. F. i Stockh. Förhdl. 1889. XI. 46.
— Om Pitkäranda malmfält och dess omgifningar. G. F. i Stockh. Förhdl. 1891. XIII. 313.
Fr. Toula, Zur Kenntniss der krystallinischen Gesteine des centralen Balkan. L. J. 1890. I. 263.
St. Traverso, Nota sulla geologia e sui giacimenti argentiferi del Sarrabús (Sardegna). Torino 1890.
— Calcare fossilifero nel Gerrei (Sardegna). Torino 1891.
— Quarziti e scisti metamorfici del Sarrabús (Sardegna). Atti Soc. Ligur. di Sc. nat. Genova. 1893. IV.
— Apunti petrografici su alcune roccie di Baldissero (Piemonte). Boll. Soc. geol. d'Italia. 1893. XII. fasc. II.
Th. von Ungern-Sternberg, Untersuchungen über den finnländischen Rapakiwi-Granit. Leipzig 1882.
H. Vater, Erläuterungen zu Section Grossenhain-Priestewitz der geologischen Specialkarte von Sachsen. 1890.
Ch. Vélain, Notes géologiques sur la Haute-Guyane. Bull. soc. géol. Fr. (3.) VII. 388—395. 1879 et IX. 396—417. 1881.
— Note sur la constitution des îles Seychelles. Ibid. 1879. (3.) VII. 278—285.
— Notes géologiques sur la Sibérie orientale, d'après les observations faites par M. Martin, dans son voyage d'exploration du Lac Baikal, du Bassin du fleuve Amour, et du Lac Khanka. Bull. soc. géol. Fr. (3.) XIV. 132—166. 1885.
R. D. M. Verbeek, Topographische en geologische Beschrijving van een gedeelte van Sumatra's Westkust. Batavia 1883.
— Topographische en geologische Beschrijving van Zuid-Sumatra. Jaarboek van het Mijnwezen in Ned. O. Indie. 1881.
C. Viola, Fisiografia del granito di San Fedelino sul Lago Maggiore. Boll. Soc. geol. italiana. 1887. VI. fasc. 2.
— Esame petrografico di alcune roccie dell' Isola d'Elba. Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1894. XXV. 24.
J. H. L. Vogt, Om dannelsen af de vigtigste i Norge og Sverige repräsenterade grupper af jernmalm forekomster. G. F. i Stockh. Förhdl. 1891. XIII. 476—536, 683—735 und 1892. XIV. 211.
— Norske ertsforekomster (Anden Raekke). Arch. for math. og naturvid. Christiania. 1887.
K. Vrba, Beiträge zur Kenntniss der Gesteine Süd-Grönlands. S. W. A. LXIX. Febr. 1874.
M. Edw. Wadsworth, On the granite of North Jay, Maine. Proceed. of the Boston Soc. of nat. hist. XIX. May 1877. 237—238.
— Notes on the petrography of Quincy and Rockport. Ibid. XIX. 20. Febr. 1878. 309—316.
— The Braintree Argillite and Quincy Granite. Harvard University Bull. No. 22. 360.
— On the relation of the Quincy Granite to the primordial argillite of Braintree, Mass. Proceed. Boston Soc. of nat. hist. 1881. 19. Oct. vol. XXI. 274.
J. Clifton Ward, On the granitic, granitoïd and associated metamorphic rocks

of the Lake district. Quart. Journ. geol. Soc. 1876. XXXI. No. 124. 568—602; No. 125. 1—34.

E. Weber, Erläuterungen zu den Sectionen Radeberg, Kamenz, Königsbrück und Strassgräbchen der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1890—1892.

E. Weinschenk, Beiträge zur Petrographie der östlichen Centralalpen speciell des Grossvenedigerstockes. I. Über das granitische Centralmassiv und die Beziehungen zwischen Granit und Gneiss. Abhandl. k. Bayer. Akad. der Wiss. 2. Classe. XVIII. 717. München 1894.

E. Weiss und M. Schröder, Erläuterungen zu Section Ölsnitz-Bergen der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1890.

A. Wichmann, Ein Beitrag zur Petrographie des Viti-Archipels. T. M. P. M. 1882. V. 160.

— Über Gesteine von Labrador. Z. D. G. G. 1884. XXXVI. 485.

F. J. Wiik, Mikroskopisk undersökning af granit-, gneiss- och kristalliniska skifferarter. Finska Vet. Soc. Förh. 1885. XXVII. 13—32.

— Om brottstycker af gneiss i gneissgranit. Helsingfors. 1887.

G. H. Williams, Die Eruptivgesteine der Gegend von Triberg im Schwarzwald. L. J. 1883. B.-B. II. 585.

— The greenstone schist areas of the Menominee and Marquette regions of Michigan. Washington 1890.

— Notes on the microscopic character of rocks from the Sudbury Mining District, Canada. Geol. Survey of Canada. Annual Report 1890—91. Vol. V.

G. Woitschach, Das Granitgebirge von Königshain in der Ober-Lausitz. Abhdl. naturf. Ges. zu Görlitz. 1881. XVII.

H. Wulf, Beitrag zur Petrographie des Herrerolandes. T. M. P. M. 1887. VIII.

Ferd. Zirkel, Mikroskopische Gesteinsstudien. S. W. A. 1863. XLVII. 231.

— Beiträge zur geologischen Kenntniss der Pyrenäen. Z. D. G. G. 1867. XIX. 68. sqq.

— Geologische Skizzen von der Westküste Schottlands. Ibid. 1871. XXIII. 1—123.

J. M. Zujovics, Les roches des Cordillères. Paris 1884.

Mineralogische Zusammensetzung der Granitgesteine.

An der Zusammensetzung aller granitischen Gesteine ohne Ausnahme betheiligen sich der Quarz und ein Alkalifeldspath, welch letzterer in den weitaus meisten Fällen von Plagioklasen begleitet wird. Die Combination Quarz-Alkalifeldspath ist daher mit Bezug auf den Mineralbestand ebenso das Bestimmende für den Granitbegriff, wie die hypidiomorph-körnige Ausbildung mit Bezug auf die Structur. Man kann demnach die Granite definiren als hypidiomorph-körnige, durch die Combination Quarz-Alkalifeldspath charakterisirte Tiefengesteine von meistens höherem geologischem Alter. — In gleichem Grade, aber, weil sie nur auf einzelne Glieder der Familie beschränkt sind, nicht in derselben Allgemeinheit gehören zu dem Bestande der Granitgesteine Mineralien der Glimmer-,

Amphibol- und Pyroxengruppe und in beschränktem Sinne der Turmalin. Trotz ihrer allgemeinen Verbreitung zählt man nicht zu den wesentlichen, sondern zu den Nebengemengtheilen die Eisenerze, den Zirkon und den Apatit, weil einerseits die Menge dieser Mineralien eine zu geringe ist und weil dieselben andererseits in gleicher Weise in sehr vielen anderen Gesteinen auftreten.

Der Quarz der granitischen Gesteine ist der Regel nach allotriomorph und empfängt seine Begrenzung durch die mit ihm vergesellschafteten Mineralien. Er erweist sich damit als der jüngste der Gemengtheile. Ausnahmen von dieser Regel sind jedoch so verbreitet, dass es keiner Aufführung einzelner Vorkommnisse bedarf. Dann bildet der Quarz rundliche Körner oder richtiger abgerundete Dihexaëder, die ausnahmslos in Feldspath, niemals in einem anderen Gesteinsgemengtheil eingewachsen sind. Die Erscheinung erklärt sich dadurch, dass die Quarzbildung in dem Gestein zu einer Zeit eintrat, als die Feldspathbildung noch andauerte. Wenn dann solche idiomorphe Quarze randlich im Feldspath liegen, von diesem also nur theilweise umhüllt werden, hat es oft den Anschein, als sei der Quarz durch eine Art Corrosion secundär aus dem Feldspath entstanden. Das dürfte vielleicht(?) der quartz de corrosion der französischen Petrographen sein.

Die allotriomorphen Quarzkörner der Granite erweisen sich durch gleichzeitige Auslöschung in ihrer ganzen Ausdehnung als einheitliche Individuen. In sehr vielen Gesteinen, besonders deutlich in solchen, die in stark gefaltetem Gebirge auftreten, zerfällt jedoch im polarisirten Lichte jedes Quarzkorn in ein Aggregat optisch verschieden orientirter kleiner Körner. Manche Granitquarze lassen diese Eigenschaft schon im auffallenden Lichte durch eine mehr oder weniger deutliche, zuckerkörnige Beschaffenheit wahrnehmen, wie z. B. manche alpine Granite. Zwischen beiden Ausbildungsformen in der Mitte steht diejenige, wobei zwischen gekreuzten Nicols die Auslöschung weder eine einheitliche, noch eine feldweise verschiedene ist. Es ändert sich dann die Lage der optischen Constanten stetig mit dem Ort und bewirkt die sogenannte undulöse Auslöschung. Sowohl die Aggregatpolarisation, wie die undulöse Auslöschung dürfte ein mechanisches Phänomen sein; im ersten Falle wurden die ursprünglich einheitlichen Individuen zertrümmert durch den Gebirgsdruck, welcher im zweiten Falle nur unbedeutend ändernd in den inneren molekularen Bau derselben eingriff. Diese Deutung dürfte eine bemerkenswerthe Stütze darin finden, dass die

besprochenen Phänomene bisweilen nur randlich an grösseren Individuen auftreten, dass sie in analoger Weise bei anderen Gesteinscomponenten derselben Vorkommnisse sich zeigen und dass sie in weiter Verbreitung in den krystallinen Schiefern angetroffen werden.

Zwillingsbildungen sind bisher am Granitquarz nicht nachgewiesen worden. Der normale Fall der Quarzzwillingsbildung mit parallelen Axensystemen würde bei dem Mangel äusserer Krystallformen nur dann nachweisbar sein, wenn rechte und linke Individuen verwachsen wären. Nun ist aber die Circularpolarisation bei der normalen Dicke der Dünnschliffe mit Benutzung der gebräuchlichen Untersuchungsmethoden nicht wahrnehmbar.

Nur selten beobachtet man an den nicht zu Aggregaten zertrümmerten Quarzen gepresster Granite eine äusserst feine zwillingsartige Streifung zwischen gekreuzten Nicols, welche anscheinend parallel einer oder mehreren Rhomboëderflächen geht, vielleicht eine Gleitzwillingslamellirung. Sie wurde auch von Franchi an ligurischen Graniten wahrgenommen.

Als jüngster Gesteinsgemengtheil umschliesst der Quarz gelegentlich alle anderen mit ihm die Felsart bildenden Mineralien. Von sonstigen individualisirten Einschlüssen sind nur als ziemlich verbreitet lange, äusserst dünne, bei schwacher Vergrösserung fast wie blosse Sprünge aussehende, wegen ihrer geringen Breite und hohen Lichtbrechung undurchsichtige Nädelchen zu nennen, über deren Natur man nicht sicher aufgeklärt ist, die aber von Hawes auf Grund beobachteter Übergänge in grössere, bestimmbare Individuen für Rutil gehalten wurden.

In hohem Grade charakteristisch ist für die Granitquarze das massenhafte Vorhandensein von Flüssigkeitseinschlüssen, die gewöhnlich in dichtem Gedränge flächenweise geordnet sind, seltener vereinzelt liegen. Es scheint, dass in manchen Fällen diese Flächen krystallographische und zwar Rhomboëderflächen seien. Es würde das eine Art Schalenbau bedeuten. — Bisweilen lässt sich wahrnehmen, dass die im Durchschnitt natürlich schnurförmig geordneten Flüssigkeitseinschlüsse in allen Quarzkörnern eines Dünnschliffs, die sonst keinerlei parallele Orientirung zeigen, dieselbe Richtung innehalten. Sie sind dann auch bisweilen erkennbar gestreckt in dieser Richtung und öfters zu mehreren durch äusserst feine cylindrische Canäle verbunden. Da solche Ausbildung sich, wie es scheint, mit Vorliebe in den zu Aggregaten zertrümmerten Quarzen findet, so

kann man dabei wohl an eine secundäre Entstehung oder doch Anordnung durch Gebirgsdruck denken.

Die Form und Grösse der Flüssigkeitseinschlüsse ist überaus wechselnd; regellose Formen scheinen häufiger zu sein als die dihexaëdrische, durch die Krystallform des Wirthes bedingte. Diese wurde bisher nicht in den flächenweise angehäuften und mit unveränderter Richtung durch mehrere Quarzkörner sich hinziehenden Einschlüssen, dagegen öfters in den ungepressten Quarzindividuen und dann nicht in solcher Häufung beobachtet.

Der Inhalt dieser Einschlüsse ist bald Wasser, bald eine sehr verdünnte wässrige Salzlösung, seltener liquide Kohlensäure. Gewöhnlich findet sich nur eines dieser Fluida in dem Quarze eines und desselben Gesteins; treten Wasser und liquide Kohlensäure zusammen auf, so liegen sie ungemischt in demselben Hohlraum vereinigt. In Quarzen eines Turmalingranits von Penzance wurde jedoch beobachtet, dass die liquide Kohlensäure und das Wasser sich in getrennten Hohlräumen fanden. Die mit Wasser gefüllten enthielten cubische Kryställchen, welche den Einschlüssen der Kohlensäure fehlten.

Die Flüssigkeiten erfüllen im Ganzen selten den Hohlraum vollständig; es tritt dann neben ihnen ein Gas auf, welches natürlich die Form einer Libelle annimmt. Die relativen Mengen von Flüssigkeiten und Gas schwanken in allen Verhältnissen zwischen den Extremen reiner Flüssigkeits- und reiner Gaseinschlüsse nicht nur in verschiedenen Graniten, sondern sogar in ein und demselben Quarzkorn. Das beweist, dass die Libelle — auch wenn der Einschluss ein ursprünglicher war — nicht durch die Contraction der Flüssigkeit entstanden sein kann, sondern dass die Quarzbildung in den Graniten bei einer dem kritischen Punkt des Wassers naheliegenden oder übersteigenden Temperatur stattgefunden haben muss.

Über die Unterscheidung der verschiedenen Flüssigkeitseinschlüsse, sowie über die Verhältnisse der Einschlüsse von zwei sich nicht vermengenden Flüssigkeiten vergl. dieses Buch 3. Aufl. Bd. I p. 46. Die Temperatur, bei welcher eine Absorption der Libelle in Einschlüssen liquider Kohlensäure durch Expansion bei Erwärmung stattfindet, schwankt in weiten Grenzen zwischen 21° C. im Schriftgranit von Mursinsk und 61° C. im Fibbiagranit vom St. Gotthard. Die Ursache dieser Erscheinung liegt in der Beimengung von anderen Gasen und Flüssigkeiten.

Unter den krystallinen Ausscheidungen in den Flüssigkeits-

einschlüssen sind solche von wasserhellen, würfelförmigen Krystallen (cf. Bd. I. 3. Aufl. p. 59) sehr verbreitet, so dass es keiner besonderen Fundortangaben bedarf. Seltener beherbergen die Flüssigkeitseinschlüsse regellos begrenzte, schwarz undurchsichtige Körner noch unbestimmter Substanz. In einem cornwallisischen Turmalingranit nicht näher bekannten Fundortes sind die Flüssigkeitseinschlüsse blutroth und enthalten ebenso gefärbte Krystallausscheidungen von rhomboëdrischer Gestalt.

Glaseinschlüsse sind in den Quarzen der echten Granite wohl niemals oder doch nur in ganz vereinzelten Fällen und unter besonderen Verhältnissen nachgewiesen. So beschreibt sie Siegmund aus den oberflächlichen Theilen des Granits vom Monte Mulatto bei Predazzo. In den porphyrischen Randfacies der Granitstöcke ist das Vorkommen von Glaseinschlüssen in den Quarzeinsprenglingen nicht gerade ein ganz seltenes.

Die bei den Granitquarzen ziemlich verbreitete rothe Färbung ist durch Einschlüsse von Eisenglanz- oder Ilmenittäfelchen bedingt. Über die Entstehung der blauen Farbe, wie sie die Granitgesteine von Rumburg in Böhmen, Upsala und anderen Orten zeigen, giebt das Mikroskop keine Aufklärung. Im Dünnschliff ist diese Färbung nicht wahrnehmbar.

Der Alkalifeldspath der Granite ist zum grösseren Theile Orthoklas, zum kleineren Theile Mikroklin; manche granitische Gesteine sind vollkommen frei von Mikroklin; seltener sind Granite, in denen Mikroklin gegenüber Orthoklas herrscht oder ihn vollständig ersetzt. Dagegen ist letzteres in pegmatoiden Ausscheidungen die Regel.

Der Orthoklas ist gegenüber dem Quarz idiomorph, gegenüber den sonstigen Gemengtheilen allotriomorph. Allerdings scheint oft auch gegenüber dem Quarz der Idiomorphismus zu fehlen. Man sieht dann aber bisweilen deutlich, zumal bei schräger Beleuchtung, dass der Orthoklas bis nahe an den Rand vollkommen idiomorph ausgebildet ist, und nur die äusserste Schale aus unregelmässigen Anwachslappen von etwas jüngerem Orthoklas im Gemenge mit Quarz besteht. Offenbar hörte das Orthoklaswachsthum eine gewisse Zeit lang auf und dann krystallisirte der Orthoklasrest der Lösung rasch zusammen mit dem Quarz (Haworth). — Rundum ausgebildete Krystallformen kommen am Orthoklas öfters in solchen Graniten vor (Miaroliten), die eine zuckerkörnige Structur besitzen. In die eckigen Hohlräume hinein ragen dann die Krystallenden mit

messbaren Flächen. Als Krystallflächen treten stets auf P, M, l und sehr häufig y; seltener sind x, n, o und z. — Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist sehr verbreitet, solche nach dem Bavenoer Gesetz verhältnissmässig selten. Schon G. Rose kannte sie aus dem Karlsbader Granit. Sie findet sich nicht allzuselten im Greifensteiner Lithionit-Granit des sächsischen Erzgebirges, im Schneeberger Granitit, im Bavenoer Granito bianco, sowie in Graniten der Gegend von Aschaffenburg im Spessart und von Raon l'Etape in den Vogesen. Viola giebt sie als häufig im Granit von S. Fedelino am Lago Maggiore an. Anscheinend regellose Verwachsungen, wie sie im Dünnschliff sich oft beobachten lassen, dürften wohl vielfach Zwillingsbildungen nach einem der von Klockmann an Feldspathen des Riesengebirges studirten Gesetze folgen, wobei y, l, z, x oder o als Zwillingsebene fungiren. — Der Typus der Orthoklase ist bald ein säulenförmiger nach à, bald ein dicktafelförmiger nach M.

Orientirte Verwachsungen des Orthoklas mit anderen Feldspathen, Mikroklin, Albit, Oligoklas sind überaus häufig. Man vergleiche darüber Bd. I 3. Aufl. p. 639. Besonderes Interesse beanspruchen die l. c. beschriebenen perthitischen und mikroperthitischen Verwachsungen von Orthoklas und Mikroklin mit Albit wegen ihrer genetischen Beziehungen. Dass die Albitstengel und Tafeln im Orthoklas keineswegs immer mit dem Orthoklas gleichaltrige und gleichartige Bildungen seien, lässt sich mit Sicherheit darthun. Sie verdanken dann ihre Entstehung dem Austritt des Albitmolekülś aus der isomorphen Mischung mit dem Kalkfeldspath. Dieser Austritt ist, wie schon J. Lehmann für die Augengranulite annahm, in gewissen Fällen mit dynamometamorphen Vorgängen ursächlich verknüpft. Der Albit liegt dann auf bisweilen noch offenen (Brögger beschreibt das vom Stockholmer Granit) Gleit- und Kluftflächen. Indessen bildet sich Albit in mikroperthitischer Verwachsung mit Orthoklas sicher auch bei der gewöhnlichen Verwitterung (Sauer). — Wenn mit dem Orthoklas ein Kalknatronfeldspath gesetzmässig verwächst, so pflegt das mit Vorliebe durch Umhüllung zu geschehen; dann liegt in den durchaus normalen Granitgesteinen der Orthoklas aussen, der Plagioklas innen. Das umgekehrte, aus dem Rapakiwi allgemein bekannte, Verhalten scheint stets mit einer Annäherung an porphyrische Structur verknüpft zu sein. Es besteht dann wohl stets noch eine zweite jüngere Generation von Orthoklas.

Zonare Structur ist recht verbreitet, aber gut nur an den frischen Orthoklasen wahrnehmbar. Durch Umwandlungsvorgänge wird sie leicht verwischt. Der Verlauf der Anwachsstreifen deutet auf Wachsthum nach den herrschenden Krystallflächen P, M, l, y.

Im frischen Zustande ist der Habitus der Orthoklase adularähnlich, nicht sanidinähnlich. Die wasserhelle Durchsichtigkeit solcher geht durch chemische Umwandlungen und durch Infiltrationsproducte sehr oft verloren. — Recht selten wird die Reinheit der Substanz durch ursprüngliche Interpositionen getrübt. Als solche finden sich Eisenglanztäfelchen ziemlich häufig, braune bis rothbraune stabförmige Mikrolithe und ebenso gefärbte Körnchen einer unbekannten Substanz nur in seltenen Vorkommnissen, die normalen Granitgemengtheile häufig*; Flüssigkeitseinschlüsse sind — wohl zufolge der Spaltbarkeit des Orthoklases — nicht eben oft zu beobachten. Auch Gaseinschlüsse sind nur selten wahrnehmbar. Auf den Blätterdurchgängen infiltriren staubförmige Massen von Limonit und Calcit, welche dann die Räume der ursprünglichen Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse einnehmen.

Von den Blätterdurchgängen aus beginnt die normale Umbildung zu Muscovit oder zu Kaolin und schreitet besonders im Centrum gern rasch voran oder folgt seltener den Anwachsstreifen. Die meistens sehr kleinen Muscovit- oder Kaolinblättchen liegen dann gewöhnlich mit ihrer Basis auf den Blätterdurchgängen des Orthoklas und bilden also zwei zu einander senkrechte Systeme. Oft auch ist ihre Anordnung eine regellose, wobei sie sich gern zu Häufchen und Klümpchen aggregiren, welche im auffallenden

* Ausserordentlich regelmässige Einlagerung zahlreicher idiomorpher Plagioklasindividuen und rundlicheckiger Quarzkörner, sowie von Biotit beschreibt Lawson aus den grossen Orthoklasen des porphyrartigen Granitits der Serra de Sta. Lucia, zumal von der Carmelo-Bay, Cal. Alle Quarze stehen auf grössere Strecken hin parallel unter sich und derart gesetzmässig zum Orthoklas, dass ihre c-Axe senkrecht oder doch nahezu senkrecht auf der Fläche P des Wirthes ist. Die Plagioklasindividuen liegen auf Flächen parallel zu M oder l des Orthoklas und sind gleichfalls auf grössere Strecken hin parallel unter einander und orientirt zum Orthoklas. Die grossen Orthoklase schliessen idiomorph, aber mit rauhen Flächen gegen das Gestein ab, weil die Einlagerungen über ihren Wirth hinaus gewachsen sind. Merkwürdigerweise werden diese allotriomorph, sobald sie über den Wirth hinausragen, idiomorph innerhalb desselben. Die Plagioklase und Quarze ausserhalb der Orthoklaskrystalle sind grösser als die Einschlüsse dieser Mineralien im Orthoklas. — Etwas Ähnliches kann man, wenn auch nicht so deutlich, an manchen Handstücken des Monte Capanne-Granitits von Elba beobachten.

Lichte erdig weiss, oder durch Limonit schmutzig gelb bis braun aussehen. In selteneren Fällen ordnen sie sich zu rosettenförmigen, fächerförmigen oder sphärischen Gruppen und geben dann zwischen gekreuzten Nicols ein zierliches Interferenzkreuz. — Auch die Umbildung von Feldspath in Pyrophyllit scheint vorzukommen; sie wurde von SCHUMACHER (l. c. p. 436) bei einem Ganggranit von der Dammmühle bei Strehlen beobachtet, der allerdings systematisch nicht hierher gehört. Die oft wiederholte Behauptung, dass der Orthoklas der Granite einer Zersetzung durch die Atmosphärilien besser widerstehe als der Oligoklas, findet durch die mikroskopische Untersuchung keine allgemeine Bestätigung. — Die schon von BLUM beschriebene Umwandlung des Orthoklas in Epidot ist in ihren Anfangsstadien sehr häufig zu beobachten. Es bilden sich dann Nestchen von kurzstengligen und körnigen, gelbgrünen Individuen, deren Entstehung wohl nur durch eine Einwirkung Ca- und Fe-haltiger, von der Zersetzung der Plagioklase, Glimmer und Amphibole herstammender Lösungen auf die Orthoklassubstanz erklärlich ist.

Randliche Zertrümmerungen, undulöse Auslöschung und ähnliche Phänomene einer mechanischen Deformation treten in gleicher Weise wie bei Quarz auf. Hierher gehört wohl auch die gelegentlich vorkommende Zerbrechung grösserer Individuen in mehrere unregelmässig eckige Körner, die ein wenig gegen einander verschoben und durch Feldspathsubstanz wieder verkittet sind. Solche Kitttrümchen sind gegenüber dem ursprünglichen Orthoklas meistens auffallend wasserhell und zeigen meist dieselbe optische Orientirung, wie die von ihnen zusammengehaltenen Feldspathkörner.

Der Mikroklin tritt nicht selten in sehr bedeutender Menge für Orthoklas vikariirend auf und ersetzt ihn in manchen Vorkommnissen, die in den letzten Jahren untersucht wurden, ganz. Derselbe ist, wo er selbständig neben und nicht in gesetzmässiger Verwachsung mit Orthoklas vorkommt, jünger als dieser und nahezu gleichaltrig mit Quarz, welcher dann in rundlichen und gestreckten Individuen gern in, der Verticalaxe des Mikroklin parallelen, Zügen eingewachsen ist. Dieses im Allgemeinen deutlich wahrnehmbare, jugendliche Alter des Mikroklin hat Veranlassung gegeben, dass einzelne Forscher, wie z. B. TÖRNEBOHM, diesen Mikroklin nicht im strengsten Sinne des Wortes für einen primären Gemengtheil der Granite halten möchten. Die Verwachsung mit Albit und Oligoklas, Mikrostructur, Einschlüsse und Umwandlungsvorgänge sind

beim Mikroklin durchaus, wie beim Orthoklas. — Es möchte zu betonen sein, dass der Mikroklin nur in den eruptiven Tiefengesteinen und in den krystallinen Schiefern, seltener in Ganggesteinen — wenn man von den Pegmatiten absieht — und wohl nie(?) in Ergussgesteinen den Orthoklas begleitet.

Von anderen Alkalifeldspathen ist der Albit nicht nur in perthitischer Durchwachsung mit Orthoklas und Mikroklin sehr verbreitet, sondern in gewissen Fällen (Eibenstocker Turmalingranit, Altenberger Granit, Lauterbacher Granit im Erzgebirge u. a.) auch als selbständiger Gemengtheil sicher nachgewiesen, in anderen Fällen lässt sich seine Anwesenheit aus der Bauschanalyse des Gesteins mit grosser Wahrscheinlichkeit folgern. Solange jedoch keine directe goniometrische oder physikalische Bestimmung vorliegt, bleibt es unbestimmt, ob nicht statt des Albit oder neben demselben ein Anorthoklas wird angenommen werden müssen. Michel-Lévy, Duparc u. a. geben ohne weitere Begründung das häufige Vorkommen des Anorthoklas im Protogin des Mont Blanc an; die chemische Zusammensetzung dieser Gesteine lässt das nicht erwarten. — Wahrscheinlich ist die Anwesenheit dieses Feldspaths in den Riebeckitgraniten, in denen ihn denn auch Le Verrier fand, und in den Aegiringraniten.

Von den bisher seltenen, albit- oder anorthoklasreichen Vorkommnissen abgesehen, enthalten die Granite in wechselnden Mengen neben dem Alkalifeldspath einen Kalk-Natronfeldspath von einer der Oligoklas- oder Andesin-Reihe entsprechenden Zusammensetzung. Basischere Mischungsverhältnisse scheinen ausschliesslich auf dunkle, einschlussähnliche Massen beschränkt zu sein, die zumal in den kieselsäureärmeren Gliedern der Granitfamilie verbreitet sind. — Diese Kalk-Natronfeldspathe verhalten sich gegenüber dem Quarz und Orthoklas idiomorph und sind daher gelegentlich in rundum ausgebildeten Krystallen in Orthoklas, seltener in Quarz eingeschlossen. Den übrigen Gemengtheilen gegenüber sind sie allotriomorph. Am reichlichsten erscheinen sie in den Granititen und Amphibolgraniten, am spärlichsten in den muscovitführenden Gliedern der Familie.

Sie bilden meistens nach M tafelförmige Individuen oder Carlskader Zwillinge, die aus vielen Zwillingslamellen nach dem Albitgesetze bestehen; gleichzeitiger polysynthetischer Bau nach dem Periklingesetz kommt nicht gerade häufig vor. — Zonare Structur ist nicht eben selten und dann werden die Centren von einem Ca-

reicheren Feldspath als die äusseren Schalen gebildet. Mit Beziehung auf Einschlüsse und Umwandlungsphänomene verhalten sich die Plagioklase der Granite genau wie die Orthoklase. Die Verwitterung beginnt gern im Centrum und schreitet von hier nach aussen vor, wohl eine Folge des Umstandes, dass die Kerne basischer sind, als die äusseren Schalen. Die landläufige Angabe, dass die Plagioklase rascher und leichter der atmosphärischen Verwitterung erliegen, als die Kalifeldspathe, ist nicht allgemein zutreffend. Der bei der Umbildung zu hellem Glimmer oder Kaolin frei werdende Kalkgehalt der Plagioklase liefert entweder Calcit in sehr dünnen Häutchen oder aber Epidot in fast farblosen bis gelbgrünen Körnchen und Stengeln. — Eine Umwandlung der Feldspathe in wasserhelle Skapolithsubstanz erwähnt Lenk aus granitischen Gesteinen, welche Dr. Baumann aus Deutsch-Ostafrika mitbrachte. — Auf die Einwirkung gebirgsbildender Kräfte sind die gelegentlich sehr augenfälligen Verbiegungen der Zwillingslamellen der Plagioklase, sowie die Zerbrechung und randliche Zertrümmerung dieser Mineralien zurückzuführen.

Sehr überraschend ist die durch keinen Beweis gestützte Angabe Viola's von dem Vorkommen des Nephelins oder Elaeoliths in dem Granit von S. Fedelino am Lago Maggiore. In den mir zugänglichen Handstücken war kein Nephelin oder Elaeolith zu finden.

Von den als Gemengtheile der Granite auftretenden Glimmermineralien sind die Biotite die häufigsten. Dieselben bilden bei normaler Entwicklung des Gesteins sechsseitige Krystalltafeln, welche mit grüner oder öfter mit brauner Farbe durchsichtig werden und meistens kleine bis sehr kleine Winkel der optischen Axen besitzen. Theils durch chemische Corrosion, zumal wenn er von Hornblende begleitet wird, theils durch mechanische Vorgänge kann der Biotit die ursprüngliche Krystallform mehr oder weniger einbüssen und die Gestalt rundlicher Blättchen oder langgezogener Striemen annehmen. Verbiegungen und Knickungen sind sehr häufig. Meistens ziemlich gleichmässig durch das Gestein verbreitet, sammelt er sich doch gelegentlich zu grösseren Massen an und kann Veranlassung zu einer Kugelbildung im Granit werden. — Ein Wechsel brauner und grüner Farbe nach der Hauptspaltfläche parallelen Ebenen scheint sowohl durch ursprüngliche Verschiedenheit der chemischen Constitution in den verschiedenen Theilen eines Krystalls bedingt sein, wie auch durch spätere meta-

somatische Processe bewirkt werden zu können. — Der Biotit der Granite, welcher chemisch theils dem Meroxen, theils dem Lepidomelan zugerechnet werden muss, enthält überaus häufig winzige Kryställchen von Eisenerzen*, von Zirkon und von Apatit, selten von Topas als Einschlüsse. Er ist demnach jüngerer Entstehung als diese, welche offenbar der sich ausscheidenden Glimmersubstanz als Ansatzpunkte dienten. Um die genannten Einschlüsse herum beobachtet man recht oft pleochroitische Höfe (cf. Bd. I 3. Aufl. p. 209), deren Dunkelheitsminimum dann eintritt, wenn die Spaltrisse des Glimmers parallel zum Hauptschnitt des Polarisators sind**.

Die Biotite erliegen verhältnissmässig leicht dem Angriffe der Atmosphärilien. Der Gang der Umwandlung ist ein mehrfacher. In manchen Fällen hellt sich der Glimmer ohne Veränderung der äusseren Form bis zur Farblosigkeit auf; zwischen den Blättern desselben bilden sich dann gern langgestreckte Flasern, die aus einem Gemenge von Calcit und Quarz bestehen, zu denen sich oft auch Limonit gesellt. Der Vorgang scheint durch den Austritt des Tschermak'schen Moleküls M und dessen Zerlegung unter Austausch des Mg gegen Ca bedingt zu sein. Die entfärbten Blättchen des Minerals behalten ihre Doppelbrechung und den optischen Charakter der farblosen Glimmer. — Auch eine vollständige Wegführung der Basen aus dem Biotit findet sich in manchen Graniten. Die Stelle des Biotits wird dann gern von Opal oder chalcedonartigen Aggregaten eingenommen. — Häufiger färben sich die Biotite bei beginnender Zersetzung hellgrün, verlieren ihre starke Absorp-

* Nicht immer sind die Eisenerze, zumal der Hämatit ältere Ausscheidungen, welche der Biotit umwuchs. Frosterus beobachtete am Granitit von Borgå in Finland, dass der Hämatit in Blättchen vom Rande und von Spalten her in den Biotit eindringt. Vielleicht ein Resorptionsphänomen(?). Jedenfalls hat aber diese Erscheinung nichts gemein mit der von O. Hebrmann (Z. D. G. G. 1892. XLIV. 34) beschriebenen Pseudomorphose von Eisenglanz nach Biotit im Granitit von Schluckenau in der Lausitz, bei welcher sich ein chloritisches Zwischenstadium findet.

** Dass die pleochroitischen Höfe im Glimmer organischen Substanzen ihren Ursprung verdanken, was bekanntlich Michel-Lévy bestritt, wird, abgesehen von dem durch E. Cohen geführten Nachweis, durch eine Angabe bei Dalmer, Erläut. zu Blatt Altenberg-Frauenwald p. 60, gestützt, wonach zufolge einer Mittheilung von Stein (Journ. f. prakt. Chem. 1893. XXVIII. 295—299) bei der fabrikmässigen Verarbeitung des lichten Glimmers aus dem Zwitter auf Lithion, auch nach der Aufschliessung durch Glühen mit Kalk in der salzsauren Lösung eine organische Verbindung sich zeigte, welche die Flüssigkeit braun färbte und beim Eindampfen durch Verkohlen die Salze schwärzte.

tion der parallel der Spaltbarkeit schwingenden Strahlen, blähen sich auf und blättern sich randlich in dünne Schüppchen aus. Die neugebildete Substanz zeigt den Pleochroismus und die chemischen Charaktere des Chlorits oder Serpentins. Zwischen den Chloritschuppen und in den Glimmerresten findet sich dann gern der Epidot als Nebenproduct. Bei weiter fortschreitender Umwandlung tritt ein Zerfall des Chlorit- oder Serpentinmoleküls in ein Gemenge von Carbonaten, Quarz, Kaolin und Brauneisen ein. Auch bei diesem Vorgange erscheint Epidot nicht selten statt oder neben den Carbonaten; hier bleibt also das Molekül K nicht erhalten. — Bei der Chloritisirung der Biotite scheiden sich sehr oft Rutilnadeln aus, deren Bildung auf einen ursprünglichen Gehalt des Glimmers an TiO_2 hinweist (Schneeberg; Wasserburg, Ober-Elsass; St. Nabord, Vogesen u. s. w.). Grimsley glaubt ähnlich aussehende Nadeln, die allenthalben gern in drei sich unter 60° schneidenden Systemen angeordnet sind, in einem Granitit von Rowlandville, Cecil Co., Md., als Epidot deuten zu sollen. — Man trifft bisweilen in den Graniten, besonders in deren älteren basischen Ausscheidungen, rundliche oder langgestreckte Anhäufungen faseriger grüner Hornblende. Schuster machte wohl zuerst darauf aufmerksam, dass dieselben vielleicht eine pilitische Pseudomorphose nach Biotit sein möchten.

Dass sich umgekehrt Biotit in Graniten secundär aus Hornblende bilde und zwar bei dynamischer Beeinflussung des Gesteins, beobachtete Schuster an californischen Vorkommnissen.

In den zinnerzführenden Graniten erscheint anstatt des Biotit oder neben demselben ein Lithionit von bald schwarzer, bald blonder Farbe, so im Eibenstocker Granit und analogen Vorkommnissen auf der sächsischen und böhmischen Seite des Erzgebirges, in den fichtelgebirgischen Graniten des Schneeberg-, Markleuthener und Selber Stocks, sowie der Waldstein- und Reuthberg-Gruppen, in den nahe verwandten Gesteinen von Montebras (Creuse) und Vaulry (Haute-Vienne), sowie in cornwallisischen Vorkommnissen* und nach Sollas in den Mourne Mountains in Irland. Hier zeigen die Lithionite zonare Schichtung, mit welcher 2E von 44° bis 52° wechselt. Die Lithionite sind in den Graniten braun bis braunroth und gelb durchsichtig, enthalten gern Topas- und Rutilkryställchen, auch wohl Cassiterit als Einschluss und werden sehr oft von dunkel-

* cf. Fr. Sandberger, Neue Beweise für die Abstammung der Erze aus dem Nebengestein. Würzburg 1883.

braun durchsichtigem Schörl begleitet. Im Greisen sind sie dagegen bei sonst gleichen Eigenschaften fast stets grün.

Der farblos bis hellgrünlich durchsichtige Muscovit der Granite ist im Allgemeinen nicht idiomorph, sondern bildet unregelmässig begrenzte Blättchen, die sich in pegmatitischen Ausscheidungen gern zu fächerförmigen Gruppen vereinigen**. Der Muscovit verwächst mit dem Biotit sehr oft in der Art gesetzmässig, dass beide parallele Axensysteme haben. Der Muscovit umrandet alsdann den Biotit und pflegt in diesem Falle idiomorph zu sein. Man findet in der Literatur auch die Angabe, dass beiderlei Glimmer in alternirenden Blättchen nach oP verwachsen. — Der Muscovit zeigt oft um dieselben krystallinen Interpositionen, wie der Biotit, ausserordentlich stark pleochroitische Höfe. Er ist in den Graniten ausnahmslos jünger als der Biotit und anscheinend älter als die Feldspathe. Dabei trifft man ihn mit Vorliebe in den und in der unmittelbaren Nähe der miarolitischen Hohlräume. — Umwandlungsvorgänge sind am Muscovit nicht beobachtet worden. — Feinblättrige und etwas grünliche Muscovite heissen in der älteren Literatur öfters Talk.

Lepidolith wird selten als Vertreter von Muscovit erwähnt und scheint vorwiegend auf pegmatitische Massen in Graniten beschränkt zu sein.

Der Amphibol der Granite gehört zur gemeinen Hornblende oder zum Riebeckit. Die Hornblende bildet stenglige Individuen, die nur in den Prismenzonen, ziemlich selten terminal krystallographische Begrenzung haben, oder unregelmässige Blätter. Zwillingsbildung nach (100) ist verbreitet; sie wird selten polysynthetisch. Die Farbe im durchfallenden Lichte ist vorherrschend grün oder grünlichbraun, seltener hellgrün, blaugrün oder lichtbraun. Bei sehr heller grüner Färbung hat man den Amphibol der Granite wohl auch als Aktinolith gedeutet; der chemische Nachweis für

* Nach Barrois bildet er durchweg rhombische Tafeln (das Klinopinakoid fehlt) im Granit von Guéméné. Auch Sollas beschreibt ihn in idiomorphen Tafeln von hexagonalen Umrissen in dem Granit von Leinster. Hier umschliesst er, bisweilen in zonarer Anordnung, zahlreiche unregelmässig lappige Blättchen von Biotit, die als corrodirt angesehen werden. Um die Zirkon-Einschlüsse in den Biotiten liegen die so verbreiteten pleochroitischen Höfe. Wo aber ein Zirkonkryställchen z. Th. in Biotit, z. Th. in Muscovit liegt, findet sich der pleochroitische Hof nur im Biotit, nicht im Muscovit. Das spricht doch sehr dafür, dass der Muscovit secundär aus dem Biotit entstand, wobei dann die die Umwandlung bedingenden Agentien die organische Substanz zerstörten oder fortführten.

diese Annahme ist nie erbracht worden. — Die Hornblende ist oft mit Magnetit, Eisenglanz oder Ilmenit, Apatit, Titanit und Zirkon, auch mit Biotit durchwachsen, welch letzterer dann fast stets mit seiner Basis auf der Prismenfläche des Wirthes liegt. — In Graniten, welche Spuren kräftiger dynamischer Veränderungen beobachten lassen, zeigen sich die Amphibole oft in Stengelchen aufgelöst, welche, gegen einander mehr oder weniger verschoben, linear hinter einander liegen. — Die Hornblende der Granite erfährt unter Einwirkung der Atmosphärilien eine Veränderung zu Chlorit, wobei Calcit und Quarz oder Epidot als Nebenproducte entstehen oder sie wird zu einem Gemenge von Carbonaten und Eisenhydroxyd zersetzt, so im Kammgranit der Vogesen nach E. Cohen. — Interessant ist die Beobachtung von F. Adams, dass in einem Amphibolgranit von Shipton in Canada immer dort, wo sich Amphibol und Quarz berühren, ein Saum von sehr kleinen gelben Nädelchen entstanden war, deren Natur sich noch nicht feststellen liess. — Die Periode der Hornblendeausscheidung in den Graniten liegt zwischen denjenigen des Biotits und der Feldspathe.

Der Riebeckit, den Sauer in Graniten von Socotra auffand, bildet Individuen mit idiomorpher Begrenzung in der Prismenzone, ohne terminale gesetzmässige Begrenzung, oder lappige spongiöse Blätter. Er scheint durchaus auf Alkali-reiche und Ca-arme Granite beschränkt, während die Hornblende umgekehrt in den Ca-reichen Graniten sich einstellt. Teall beschreibt Riebeckit aus den granophyrischen tertiären Graniten von Glen Sligachan.

Der normale Pyroxen der Granite scheint ein etwas alkalihaltiger Malakolith zu sein; derselbe ist in gewissen Vorkommnissen (Laveline) durchaus idiomorph, in anderen (Cheviots) selten von Krystallformen begrenzt, sondern vorwiegend in Körnern ausgebildet. Sehr hellgrün bis fast farblos durchsichtig, gelegentlich mit sehr kräftigen pleochroitischen Höfen um kleine Einschlüsse von Zirkon. Zwillinge nach $\infty P\bar{\infty}$ (100) häufig, bisweilen auch solche nach $P\bar{\infty}$ (10$\bar{1}$). Leicht unter starker Ausscheidung von Calcit sich in Serpentin umsetzend, so dass in nicht sehr frischen Handstücken oft nur die Anwesenheit dieser Substanzen den ursprünglichen Malakolith verräth. — Ausser diesem Malakolith kommen in gewissen, z. Th. dem Gabbro sich nähernden Ausbildungsformen von Graniten auch ein diallagähnlicher Augit und rhombische Pyroxene vor. — In gewissen Alkaligraniten findet sich als pyroxenischer Gemengtheil Aegirin oder Akmit.

Eisenerze nehmen stets nur in untergeordneter Menge an der Zusammensetzung der Granite theil; man kennt als solche den Magnetit, den Eisenglanz und den Ilmenit. Sie finden sich als Einschlüsse in allen anderen Gemengtheilen und gehören somit zu den ältesten Ausscheidungen. — Einer Umwandlung der sehr oft titanreichen Eisenerze verdanken die in Graniten allgemein verbreiteten Körner und Körnerhäufchen von Titanit ihre Entstehung.

Apatit, meist in farblosen, langen, sehr dünnen, quergegliederten Prismen, ist allgemein in kleiner Menge vorhanden. Einseitige und zweiseitige kammförmige Wachsthumsformen von Apatit beschreibt O. Herrmann aus den dunklen, feinkörnigen, biotitreichen, Hornblende- und Cordierit-führenden basischen Ausscheidungen im mittelkörnigen und grobkörnig-porphyrischen Granitit der Lausitz. Das Hauptgestein selbst führt den Apatit in der normalen Ausbildung reichlich, aber nicht so reichlich wie die Apatitskelette in den älteren basischen Ausscheidungen auftreten. Dass der Apatit reichlicher in den älteren Ausscheidungen sich findet, ist eine allgemein gültige Thatsache und hängt mit dem hohen Alter dieses Gemengtheils zusammen.

Die weite Verbreitung des schon von älteren Forschern mehrfach beobachteten Zirkons in kurz säulenförmigen, oft sehr flächenreichen Individuen innerhalb der sauren Silikatgesteine, somit auch in den Graniten, betonte zuerst Törnebohm. Derselbe ist ganz allgemein vorhanden, wenn auch meist in sehr kleinen Mengen und gehört zu den ältesten Ausscheidungen. Sehr selten ist, wie von Vélain aus Graniten der Seychellen erwähnt wird, der Zirkon in der einfachen Form der Grundpyramide ausgebildet. Zu betonen ist die Häufigkeit von Einschlüssen, die man kaum für etwas Anderes als Glas halten kann, in diesem Erstling der Granitkrystallisation, während alle jüngeren Gemengtheile, vielleicht mit Ausnahme des Apatits, derselben entbehren. Vereinzelt ist eine Umwandlung des Zirkons in den viel schwächer doppelbrechenden Malakon zu beobachten (Frosterus).

Kein anderes Gestein ist so reich an stellvertretenden, charakteristischen und zufälligen accessorischen Gemengtheilen. Zu den ersteren gehört vor allen Dingen der Turmalin, welcher nicht nur neben Glimmer — zumal in den peripherischen Theilen der Massive und in der Nähe von Spalten — auftritt, sondern diesen mehr oder weniger vollständig ersetzen kann (Eibenstock im Erzgebirge, Nordrach im Schwarzwald u. a.). Er bildet bald

grössere Einzelindividuen ohne oder mit gesetzmässiger terminaler Begrenzung, bald büschelförmige, am liebsten divergentstrahlige Aggregate, die sog. Turmalinsonnen, welche von mikroskopischen Dimensionen bis zu Faustgrösse und mehr anschwellen können. Die Farbe des granitischen Turmalins ist eine sehr wechselnde; braun, grün, violett sind besonders häufig. Meistens lässt sich mit Sicherheit erkennen, dass die Turmalinbildung pneumatolytischer Natur ist und schon der metasomatischen Periode angehört.

Unter den charakteristischen Übergemengtheilen verdienen der Topas, der Titanit, der Cordierit und der Orthit besonders hervorgehoben zu werden.

Der Topas in Krystallen und rundlichen Körnern ist ganz besonders für die Lithionitgranite charakteristisch, welche denn auch gern Zinnerz führen. — Der Titanit in idiomorpher Ausbildung mit herrschendem $\frac{2}{3}P\grave{2}$ ($\bar{1}23$) und, sobald Druckphänomene sich bemerkbar machen, mit polysynthetischer Zwillingslamellirung nach einer Fläche der Zone n:y, liebt die Kalk- und Magnesiareicheren Granitgesteine mit Biotit und Amphibol, fehlt aber auch den Alkaligraniten keineswegs, zumal wenn das Natron stark vertreten ist. Er flieht den Muscovit. — Unregelmässige kleine Körner von Titanit trifft man oft in der Nähe der Eisenerze, sie sind secundärer Entstehung.

Der Cordierit ist sehr verbreitet, zumal in Granititen und deren basischeren älteren Ausscheidungen, sowie in contactmetamorphosirten Schiefer- und Grauwackeneinschlüssen. In manchen Fällen wird er nicht für ursprünglich gehalten werden dürfen, in anderen ist er es sicher. Fast durchweg ist er pseudomorphosirt in das Pinit genannte Gemenge von Muscovit und Chlorit oder Serpentin. In dem grossen Granitmassiv des nördlichen Schwarzwaldes zwischen Murg und Kinzig, sowie im Triberger Granitit trifft man eine Pseudomorphose in eine grünliche, glimmerartige Substanz mit vollkommener Theilbarkeit nach der Basis des alten Cordierits, der auch die Basis des neugebildeten Glimmerminerals parallel liegt (Chlorophyllit). Barrois beschreibt eine anscheinend nahe verwandte Pseudomorphose aus dem Granit von Huelgoat und anderen Punkten des nordwestlichen Frankreichs; die hier noch gelegentlich erhaltenen Cordieritkerne zeigten sich als Durchkreuzungsdrillinge nach dem Aragonitgesetz.

Auf die Verbreitung mikroskopischer Orthite in Graniten machten schon 1885 Cross und Iddings (Amer. Journ. XXX. No. 176.

p. 108) aufmerksam. Seitdem ist er an vielen Orten, zumal auch in den alpinen Graniten (z. B. von MICHEL-LÉVY und DUPARC und MRAZEC im Protogin des Mont Blanc und des Massif de Trient, von GRUBENMANN im Cristallinagranit des St. Gotthard) aufgefunden worden. Höchst interessant ist die besonders von ADAMS und HOBBS genau beschriebene parallele Umwachsung des Orthit mit Epidot, welche der Erste in Granitgesteinen vom Wrangell Island in Alaska und der Coast Range in Columbia, der Letzte in solchen von Ilchester in Maryland studirte. G. H. WILLIAMS giebt sie auch in einem Granitit der grössten Insel in der West-Bai des Sees Wahnapitaec, im District Sudbury, Canada, an; GRIMSLEY in einem Granitgneiss von Cecil County in Maryland, WEINSCHENK im Centralgranitmassiv des Gross-Venediger. Immer ist der Orthit vollkommen idiomorph, während der einhüllende Pistazit oft der gesetzmässigen äusseren Begrenzung entbehrt. Der Pistazit tritt nicht nur in Parallelverwachsung mit Orthit, sondern auch selbständig in den genannten Gesteinen auf, und nicht jeder Orthitkrystall zeigt die Pistazithülle. Wichtig für die Deutung des Vorkommens ist die Angabe von ADAMS, dass der Pistazit gern unregelmässig und reichlich mit Quarz, sowie auch mit Plagioklas durchwachsen ist, wie das auch schon G. WILLIAMS (Amer. Journ. 1888. XXXV. 445) aus dem Glimmerdiorit von Stony Point beschreibt. ADAMS fasst diese Erscheinung nicht als ein Corrosionsphänomen auf, sondern deutet an, dass der Pistazit in den vorhandenen Plagioklas und Quarz hineinwuchs. Niemals schreitet diese Verwachsung mit Quarz und Plagioklas bis in den Orthit hinein vor, wenn dieser im Pistazit liegt. Mit Recht verweist ADAMS für diese Verwachsung auf die Analogie mit der Durchdringung von Quarz und Granat in vielen Gneissen.

Nicht selten begegnet man dem Monazit und Triphylin in Graniten. — Granat, Anatas, Brookit, Wolframit, Fluorit scheinen an bestimmte Verhältnisse gebunden zu sein. Wo Granat mit Cordierit sich zusammenfindet, gesellt sich gern ein grüner Spinell zu ihnen. — Sillimanit scheint an Quetschzonen gebunden zu sein. — Andalusit, der zuerst in einer Apophyse des Granitits von Barr im Elsass und in einem cornwalliser Turmalingranit beobachtet, dann auch von COHEN in verschiedenen Granitgesteinen, ebenso von TEALL aus dem turmalinhaltigen Granit von Cheesewring in Cornwall, von LACROIX in einem granathaltigen gepressten Granitgestein vom Col de Cadines im

Ariège, von Michel-Lévy und Bergeron neben Turmalin und Granat in schmalen Gängen der Serrania de Ronda (hier hatte ihn schon früher Macpherson bei Chapas de Marbella entdeckt) angegeben wird, ist offenbar auch ein abnormer Gemengtheil*.

Secundär sind in den Graniten der Chlorit, der Kaolin und verwandte Substanzen, der Pistazit, der Calcit, der Rutil und die Zeolithe.

Pyrit dürfte bald primär, bald secundär sein. In secundärem Pyrit eines stark kataklastischen Amphibolgranitits der Treadwell Mine in Alaska wies Adams Ged. Gold in kleinen Körnchen nach.

Classification der Granite.

Kein granitisches Gestein enthält alle die aufgeführten Gemengtheile der Glimmer-, Amphibol- und Pyroxenfamilien. Je nach den mit der begriffsbestimmenden Combination Quarz-Alkalifeldspath verbundenen farbigen Mineralien unterscheidet man folgende Hauptarten innerhalb der Granitgruppe.

1) Granit im engeren Sinne heissen diejenigen Granitgesteine, welche sowohl dunklen, wie hellen Glimmer führen;

2) Granitit nennt man die nur Biotit, beziehungsweise Lithionit führenden Granitgesteine;

3) Amphibolgranite enthalten als farbigen Gemengtheil allein oder doch stark herrschend ein Mineral der Amphibolfamilie;

4) Pyroxengranite sind Granite, die neben der Combination Quarz-Alkalifeldspath ausschliesslich einen Pyroxen, oder neben diesem doch nur sehr untergeordnet einen anderen farbigen Hauptgemengtheil besitzen;

5) Turmalingranite führen neben Turmalin weder Pyroxen noch Amphibol; auch der Glimmer tritt nur accessorisch auf oder fehlt ganz.

Diese Arten, von denen 1—3 die bei weitem vorherrschenden sind, besitzen zweifellos eine geologische Selbständigkeit und haben

---

* Keines der oben als andalusitführend angegebenen Gesteine ist normaler Granit. Es sind z. Th. pegmatitische Bildungen, z. Th. Gneissgranite (die von Cohen citirten Fälle), oder Turmalin und andere Mineralien, sowie Kataklasen deuten auf ungewöhnliche Bildungsvorgänge. Aus Schmelzfluss dürfte Andalusit nicht krystallisiren. Was Harker und Marr als andalusitführenden Granit in abnorm gneissartiger Ausbildung auf p. 282—284 ihrer schönen Studien über den Shapgranit beschreiben, halte ich für einen Hornfels-Contact.

eigene ungetheilte Verbreitungsgebiete. Indessen muss man sie sich nicht scharf von einander geschieden denken, vielmehr sind Übergänge aus einer in die andere Art häufig. Doch zeigt sich auch hier der Eigencharakter derselben in dem Umstande, dass zwischen gewissen Arten Zwischenglieder sich gern einstellen, wie zwischen 1 und 2, 2 und 3, 2 und 4, 3 und 4, die man dann als Muscovit-führende Granitite, Biotit-Amphibolgranite und Amphibolgranitite, Pyroxengranitite und Amphibolpyroxengranite bezeichnet, während zwischen anderen Arten, wie zwischen 1 und 3, 1 und 4, die Übergänge durchaus zu fehlen scheinen. — Turmalin-führende Granite entwickeln sich local aus allen oben genannten Arten, mit Vorliebe aus 1 und 2; die eigentlichen Turmalingranite zeigen nicht immer Übergänge in andere Arten.

Die fortschreitende Entwicklung der Petrographie hat gezeigt, dass jede der fünf, lediglich auf die mineralische Zusammensetzung gestützten Arten von Granitgesteinen stofflich sehr verschiedene Massen umfasst, insofern man bei jeder derselben einen Alkali-reichen und kalkarmen oder kalkfreien Typus neben einem alkali-ärmeren und kalkreichen wohl zu unterscheiden vermag. In dem ersten Typus fehlen die eigentlichen Plagioklase (Ca-Na-Feldspathe) ganz oder treten doch nur ganz untergeordnet auf, in dem zweiten spielen sie eine hervorragende Rolle. In den Granititen und Graniten im engeren Sinne pflegt zugleich die Menge der Glimmermineralien eine merklich grössere in dem kalkreichen Typus zu sein, als in dem kalkfreien. Bei den Amphibol- und Pyroxengraniten finden sich in dem alkalireichen und in dem kalkreichen Typus verschiedene Glieder der Amphibol- und Pyroxenfamilie.

Manche Granitmassen sind durch überraschende Beständigkeit des mineralogischen Charakters in ihrer ganzen Ausdehnung, andere durch grossen Wechsel derselben gekennzeichnet.

Granit.

Der Granit im engeren Sinne, dessen Zusammensetzung man früher der mineralogischen Definition der Granite überhaupt zu Grunde zu legen pflegte, ist keineswegs die am häufigsten vorkommende Art. Er bildet Stöcke und Gänge; bei den stockförmigen Vorkommnissen scheinen die Übergänge in Granitit, bei den gangförmigen diejenigen in (später zu besprechende) Aplite und Turmalingranite gewöhnlich zu sein. Das verbreitetste accessorische Mineral dürfte, wenn man den „Hans in allen Gassen", Pyrit, un-

berücksichtigt lässt, der Granat sein. Alkalifeldspathe herrschen im Allgemeinen vor; die Menge des Quarzes ist bedeutend, zumal bei gangförmigem Auftreten.

Stöcke von Granit kennt man im Schwarzwald (Eisenbacher Granit), in den Vogesen (Bressoirgranit Groth's, Granite des Vosges Delesse), im Fichtelgebirge, im Bayerischen und Böhmerwald, im Harz (Ramberg), im Riesengebirge, in Böhmen, Mähren, im centralen und nördlichen Frankreich, in den Alpen (Protogingranit?), in Cornwall, in Schottland, Irland, auf den Canalinseln, in Skandinavien, Spanien, Portugal, New Hampshire (Concord und Haberville), Australien u. s. w. — Gänge sind allgemein in Granitterritorien verbreitet.

Die sichere Unterscheidung von Granititen ist bei der Häufigkeit der secundären Muscovitbildung nicht immer ohne Schwierigkeit. So unterscheidet die sächsische geologische Landesuntersuchung in der Lausitz einen Lausitzer Granit von feinem Korne, mit spärlichem Muscovit, dessen Blättchen sich gern zu kleinen Nestern und Putzen vereinen, welche oft in Beziehung zu Zersetzungsproducten von Cordierit stehen, mit reichlichem, nicht immer gut idiomorphem Biotit und mit zahlreichen Einschlüssen fremder Schiefergesteine von dem Lausitzer Granitit, der mittelkörnig ist, gut idiomorphen Biotit und reichlichen Oligoklas bis zur Vorherrschaft über die Alkalifeldspathe führt, dabei keine oder nur seltene fremde Schieferbruchstücke umschliesst. Wo die beiden Gesteine sich berühren, gehen sie bald allmählig in einander über, bald stossen sie scharf an einander ab. Mehrfach wird die Auffassung ausgesprochen, dass der Lausitzer Granit nur eine randliche Facies des Lausitzer Granitits sei, deren Eigenart durch das Einschmelzen zahlreicher Fragmente von Grauwackegesteinen sich erkläre; Hazard, der auch auf die parallelstreifige (fluidale) Structur im Lausitzer Granit um die zahlreichen Einschlüsse fremder Gesteine herum aufmerksam macht, erklärt geradezu den Cordierit- und Muscovitgehalt in diesem Granit für eine endomorphe Contactbildung. — Adams beschreibt einen Granat, Sphen, Epidot und calcitführenden Granit vom Pelly River im Yukon-District. Der Epidot besitzt die oben beschriebene skelettartige Ausbildung und die Durchdringung mit Quarz, Plagioklas und Orthoklas, wie in dem Granitit von Wrangell in Alaska. Nun aber zeigt sowohl der Muscovit, wie der Calcit dieses Gesteins die gleiche skelettartige Ausbildung und die Durchdringung mit den genannten Mineralien,

wie der Epidot. Die in dem Epidot, Calcit und Muscovit eingeschlossenen Theile von Quarz und Feldspathen zeigen die gleiche optische Orientirung, wie die Individuen derselben Mineralien, mit denen sich der Epidot, Calcit und Muscovit berühren. Sie sind also Theile dieser Individuen und Epidot, Calcit und Muscovit müssen jüngere Bildungen sein. Adams schreibt ihre Entstehung auf Rechnung der Dynamometamorphose, gewiss mit Recht. Der Biotit des Gesteins zeigt nirgends diese Erscheinung, auch da nicht, wo er unmittelbar neben dem Muscovit liegt. — Die in Graniten allverbreitete Thatsache, dass die Muscovitblättchen gern auf den Wandungen der miarolitischen Hohlräume sitzen, dann natürlich auch in den jüngeren Ausfüllungsmassen dieser liegen, deutet auf pneumatolytische Entstehung des Muscovit, nicht auf eigentliche Krystallisation aus dem normalen Magma. — So kann der Ursprung des Muscovit in Graniten ein sehr verschiedenartiger sein.

Neben dem normalen Bestande und dem sehr häufigen Granat erscheint öfter als accessorischer Gemengtheil der Cordierit (St. Nabord in den Vogesen, Bodenmais, Snowy River und Ceati Creek in Australien) und seine Umwandlungsproducte, daneben auch an den erstgenannten zwei Localitäten ein gründurchsichtiger Spinell. — Sehr selten ist Titanit, so im Ramberggranit des Harzes und nach Phillips bei Aberdeen.

Turmalin pflegt besonders constant in den mehr oder weniger Cassiterit-führenden*, durch dunklen Lithionit neben Muscovit charakterisirten Graniten aufzutreten, die man gegenüber den normalen biotithaltigen Formen als Lithionitgranite bezeichnen könnte. Er verdrängt hier bisweilen vollständig den Lithionit und bildet geradezu Pseudomorphosen nach demselben, wie schon Bonney beobachtete. Auf diese Weise entstehen die sogenannten Luxullianite aus Graniten. Neben diesen compacten, fast stets braundurchsichtigen Turmalinen siedelt sich dasselbe Mineral in feinen, meist blauviolett oder grün durchsichtigen Nadeln und Büscheln auch im Feldspath an und verzehrt diesen, unter Rücklassung von Quarz und Neubildung von Cassiterit in pyramidalen Krystallen und langen Nadeln, mehr oder weniger (Luxullion in Cornwall, S. Bartolameo in Portugal), so dass schliesslich ein aus Quarz, Turmalin und hellem Glimmer bestehendes Gestein übrig bleibt.

---

* Auch Hussak fand den Cassiterit in Rubellit-führenden Lithionitgraniten von S. Paulo in Brasilien.

Der Vorgang ist durchaus analog der Greisenbildung und man könnte sehr wohl diese Endformen direct zum Greisen stellen. Auch haben beide Vorgänge die gleichen Ursachen und Greisen wie Luxullianit sind eine besondere Art metamorpher Facies von Granit.

In manchen Graniten, und zwar nur in solchen, welche gewaltigen mechanischen Vorgängen unterlagen und die Spuren dieser auch in der Structur deutlichst erhalten zeigen, findet man in den Feldspathen eine massenhafte Einlagerung von Sillimanit und nahezu farblosem Epidot nebst Zoisit, oder einem dieser Mineralien allein, bei gleichzeitiger Entwicklung eines grossblättrigen Muscovit. Daneben entsteht auch wohl Granat in Körnern und Krystallen. Solche Gesteine sind nach Mineralconstitution und Structur als dynamometamorphe Gneissfacies von Graniten zu bezeichnen. Beispiele liefern der Fibbiagranit am St. Gotthard, die Protogingranite der Alpen, der Granit von Jora Dovre in Norwegen und andere Vorkommnisse Skandinaviens und der Iberischen Halbinsel.

Eine strengere Scheidung der Alkaligranite von den Alkalikalkgraniten lässt sich nach dem heutigen Standpunkt unserer Kenntnisse noch nicht durchführen. Ein Beispiel für Alkaligranite liefert nach Dalmer's Darstellung der etwas Turmalin führende, muscovitarme Lauterbacher Granit im Erzgebirge, mit schwach Li-haltigem Biotit.

Granitit.

Auch bei den Granititen hebt sich ein alkali-, zumal Na-reicher Typus von einem alkaliärmeren und kalkreicheren Typus gut ab. Der letztere ist der am weitesten verbreitete und dürfte die grosse Mehrzahl der stockförmigen Granitvorkommnisse bilden. Er allein ist durch Übergänge mit allen anderen kalkreichen Granitgesteinsformen verbunden. — Vom Granit unterscheidet ihn nicht nur das Fehlen des Muscovit; er ist sehr oft reicher an Kalknatronfeldspathen, farbigen Gemengtheilen und Eisenerzen, dagegen ärmer an Quarz, als die eigentlichen Granite. Die Übergemengtheile sind die gleichen, wie in den Graniten, doch dürfte der Granat wohl seltener sein. — Der Titanit in einfachen Krystallen, seltener in Zwillingen ist häufig und krystallisirt nach dem Apatit und den Erzen. — Bei der weiten Verbreitung dieses Typus des Alkali-Kalk-Granitits bedarf es nicht der Aufzählung von Beispielen.

Granitite, in denen statt des Biotits ein Lithionit vorhanden ist, kann man als Lithionitgranitite unterscheiden. Wenn man nach Handstücken urtheilen darf, sind solche Gesteine unter

den cornwalliser Granitmassiven vorhanden. Auch das topasführende Greifensteiner Vorkommen gehört hierher.

Der normale Granitittypus nimmt gern Amphibol und zwar gemeine Hornblende auf. Es bildet sich so die Abart der Amphibolgranitite*, welche in den Vogesen (Granites des Ballons von Delesse, Kammgranit von Groth), im Odenwald, im Schwarzwald (Wehrathal), in der Auvergne, im Fichtelgebirge, in den Alpen (Puntaiglasgranit), auf den Canalinseln (Guernsey), auf den Britischen Inseln (Leicestershire, Loch Etive), in Skandinavien (Upsala, Elfdalen, Ulven am Mjösen, Frederikshafn), in der Troas (hier beobachtete Diller die Bildung des Anatas aus Titanit), in den Vereinigten Staaten (Watab und Sauk Rapids, Minnesota, Quincy, Mass.), in Sumatra (Soengei Lassi und Siloenkang) zahlreich vorkommen. Mit der Menge des Amphibols pflegt Quarz und Orthoklas im umgekehrten, Oligoklas im directen Verhältniss zu stehen. Dadurch entwickeln sich vollständige Übergänge zu Plagioklasgesteinen, den dioritischen und tonalitischen Facies der Granitite, einerseits, zu quarzarmen bis quarzfreien Orthoklasgesteinen, den syenitischen Facies des Granitite, andererseits. — Hierher gehören auch die von Stelzner beschriebenen und Andengranite genannten Gesteine, welche inselartig inmitten andesitischer Tuffe und trachytischer Gesteine im Juncalthale am Westabhange der Chilenischen Cordillere und in der Calabozoschlucht am Vulkan Descabezado auftreten. Der Feldspath des letztgenannten Gesteines enthält neben Flüssigkeitseinschlüssen auch solche von Glas, während in den sehr zahlreichen Flüssigkeitseinschlüssen des Quarzes ausser den so häufigen isotropen und wasserhellen Würfeln oft ein förmliches Aggregat von doppelbrechenden wasserhellen Körnern eingeschlossen ist; daneben finden sich auch in diesem Mineral Glaseinschlüsse.

Weit seltener als der Amphibol findet sich ein Pyroxen accessorisch in Granitit und Amphibolgranitit ein. Derselbe pflegt dann sehr eng mit dem Biotit verbunden zu sein und die beiden Mineralien stehen evident in einer epigenetischen Beziehung. Der Biotit hat sich offenbar an Stelle des magmatisch resorbirten Pyroxens gebildet. Diese Verhältnisse sind sehr deutlich an südvogesischen Vorkommnissen (Val d'Ajol, Cornimont, Quellgebiet der Mosel) zu beobachten, kehren aber ähnlich an anderen Localitäten,

* Sie werden in der Literatur oft Syenitgranite genannt.

so z. B. im Amphibolgranitit des südwestlichen Dalekarlien (Jernagranit Törnebohm's), und im Amphibolgranitit von Leicestershire (Mount Sorrel, Groby), Sumatra und Albany, N. H., wieder. — Statt oder neben dem meist grünen, selten braunen und diallagähnlichen Augit erscheint wohl auch ein rhombischer Pyroxen mit den Eigenschaften des Bronzit; Beispiele liefert der Juliergranit in den Alpen, die Granitite aus der Gegend des Roxensees, von Askersund und Ingelsbyle in Schweden. Die Feldspathe solcher pyroxenführender Granitite zeigen bisweilen die für Gabbrogesteine charakteristische braune Farbe, welche durch globulitische Interpositionen (von Ilmenit?) bedingt ist, und welche bei Graniten sonst nicht vorkommt. In allen diesen Verhältnissen spricht sich eine Tendenz zur Entwicklung einer Gabbro-Facies des Granitits aus. Hieher dürfte auch ein von Törnebohm (Mellersta Sveriges Bergslag, Blatt 7 p. 21) Gabbrogranit genanntes stockförmiges Gestein westlich von Haakanbols in Schweden gehören, welches aus grauem Plagioklas, Orthoklas, braunem Glimmer, grünem Diallag oder diallagähnlichem Augit, Hornblende und Quarz nebst Titanit, Apatit und Magnetit besteht.

Eine eigenthümliche Abart der Amphibolgranitite bilden die Rapakiwi-Granite Finlands. Man unterscheidet in Finland den Wiborg-Rapakiwi und den Ålands-Rapakiwi. In beiden Abarten ist die Structur eine porphyrartige, insofern eiförmige Feldspathkörper von wechselnder Grösse (grösser im Wiborg-, bis 8 × 10 cm, als im Alands-Rapakiwi, 1—2 cm) in einer grobkrystallinen Grundmasse liegen. Die Feldspathovoïde bestehen in ihrem Kern aus Orthoklas (roth), in der Schale aus Oligoklas (grün bei Wiborg, weiss auf Åland), und enthalten gern in zonarer concentrischer Anordnung Einschlüsse von Quarz und Biotit nebst Hornblende, sowie von Plagioklaskörnern. Auf den Durchschnitten der Feldspathkörper liegen diese Einschlüsse auf Ellipsen und nicht, wie zu erwarten wäre, auf concentrischen Polygonen. Das beweist, dass die Feldspathkörper, welche z. Th. aus einem einheitlichen Individuum, z. Th. aus einem Karlsbader Zwilling, selten aus kugelsectorähnlichen Theilen bestehen, in jedem Stadium ihres Wachsthums Ovoïde waren. — Übergänge dieser Feldspathovoïde in normale Krystallformen sind vorhanden und damit besonders bei kleinerem Korn des Gesteins auch Übergänge des Rapakiwi in gewöhnliche Amphibolgranitite. Nach Sederholm zeigen die echten Rapakiwi fast ausschliesslich Orthoklas als Kalifeldspath; mit zunehmender An-

näherung an normale Granitstructur wird dieser mehr und mehr durch Mikroklin ersetzt. Accessorisch trifft man in dem Wiborg-Rapakiwi Monazit, Turmalin, Flussspath, Orthit. Die miarolitische Ausbildung ist sehr charakteristisch bei demselben entwickelt. Die Hauptmasse des Gesteins ist mehr panidiomorph- als hypidiomorphkörnig, daher die Reihenfolge der Mineralbildungen deutlich und normal in den Feldspath-Ovoïden, oft scheinbar abnorm in der Grundmasse. — Bekannt ist die rasche Verwitterung des Wiborger Rapakiwi, welcher sich im südöstlichen Finland über vier Längengrade und wenigstens einen Breitegrad ausdehnt. — Mit dem Wiborger Rapakiwi hat der Rapakiwi des Nystad-Gebiets im SW. von Finland viel Ähnlichkeit, doch fehlen hier den Feldspath-Ovoïden oft die Oligoklas-Schalen. — Die Rapakiwi-Gesteine von den Ålandsinseln verwittern nicht so leicht, wie die von Wiborg. Sie zeigen nach Sederholm und Frosterus eine grosse Mannichfaltigkeit, so dass sie unterscheiden: 1) Ålands-Rapakiwi, eigentlich ein Granitporphyr mit grob-granophyrischer Grundmasse aus Feldspath und Quarz mit wenig Biotit, in welcher zahlreiche, 1—2 cm grosse Ovoïde von braunrothem Orthoklas mit weissen Oligoklasschalen liegen. Wird die Structur undeutlich porphyrisch, so nennen sie das Gestein 2) Rapakiwi-artigen Granit(it). In diesem sind die Orthoklaskrystalle gewöhnlich ebenflächig idiomorph und entbehren der Oligoklasmäntel. 3) Quarzporphyrartiger Rapakiwi unterscheidet sich vom Rapakiwi durch etwas dichtere Grundmasse, in welcher idiomorphe Einsprenglinge von Orthoklas und Quarz liegen. Der Orthoklas hat nur selten die Oligoklashüllen und die Eigestalt, die grösseren Quarzeinsprenglinge zeigen oft eine dünne Kruste von Hornblendenadeln, die Grundmasse ist granophyrisch. 4) Quarzporphyr, dunkelbraun oder hellchokoladebraun mit dichter granophyrischer Grundmasse und idiomorphen Einsprenglingen von Orthoklas, Oligoklas und Quarz, welche etwa 6 mm gross sind und sehr häufig Corrosionsphänomene zeigen. Flussspath ist häufig. 5) Haga-Granit(it), mittelkörnig, mattbraunroth bis gelbroth, gleichmässig körnig, der Quarz oft deutlich idiomorph, Glimmer und Hornblende sehr spärlich, Übergänge in 1) und 2) häufig. 6) Feldspathporphyr, ein braunrother Syenitporphyr mit oft dichtgedrängten, 1—3 cm langen Orthoklaseinsprenglingen in einer mittelkörnigen, biotitreichen, nicht granophyrischen Grundmasse. Pyrit ist allgemein verbreitet. 7) Ålandsgranit(it), feinkörnig, braun- bis ziegelroth, Biotit und Hornblende

sehr spärlich, meistens, aber nicht immer granophyrisch. Durch Ausbildung von Feldspatheiern entwickeln sich Übergänge in Rapakiwi; andererseits sind Übergänge in normalen Granitit häufig. 8) Ålands-Granophyr ist normaler granophyrischer Granitit mit schöner Miarolitstructur. Feldspath und Quarz sind höher idiomorph, als der seltene Biotit. In einem miarolitischen Raum wurde Topas beobachtet. — Diese Typen gehen theils allmählig, theils rasch, aber ohne eigentliche Grenzen in einander über, theils sind wenig präcise Grenzen wohl wahrnehmbar und dann tritt besonders Ålandsgranitit gangförmig in den anderen Typen auf. Die Hauptverbreitung hat der Rapakiwi und der Rapakiwi-artige Granitit. Randliche Verdichtung kommt bei allen Typen vielfach vor. — Cohen und Deecke, welche auch Abarten mit grossen Biotitblättchen auf Åland sahen, halten alle massigen Gesteine der Ålandsinseln für eine geologische Einheit und unterscheiden 1) Ålands-Rapakiwi, 2) Ålands-Granit(it), dem die Plagioklasmäntel um Orthoklas fehlen, und 3) Ålands-Granitporphyr, welcher nur eine Grenzfacies des Rapakiwi wäre.

Durch constanten und charakteristischen Pyroxengehalt in Granititen wird die kleine Abart der Pyroxengranitite begründet. In typischer Ausbildung erscheinen diese Gesteine als gangförmige Gebirgsglieder in der Formation der krystallinen Schiefer am westlichen Abhang der mittleren Vogesen bei Laveline, Frapelle und Neuviller in naher geologischer Beziehung zu Kersantiten, mit denen sie naturgemäss auch den Reichthum an Calcit und serpentinartigen Verwitterungsproducten theilen. Der Pyroxen ist ein schwach alkalihaltiger Malakolith. Teall beschreibt Augitgranitite aus den Cheviots. — Ein an diallagähnlichem Augit reicher, auch Hornblende und stark pleochroitischen Hypersthen führender Granitit wurde mir vom Dameridagh im Caucasus, reine Pyroxengranitite ferner von Sumatra (am Wege von Kajoe-Lawang nach Kopat und von Bangkiang Loeboe) bekannt.

Manche Granitite von normaler Zusammensetzung, sowie Amphibolgranitite und Amphibolgranite besitzen einen kleinen Gehalt an Calcit, der unter Bedingungen auftritt, welche gegen die Auffassung desselben als eines Zersetzungsproductes zu sprechen scheinen. Derselbe füllt nämlich unregelmässig oder regelmässig eckige Räume zwischen den normalen Gemengtheilen aus. G. W. Hawes erwähnt wohl zuerst solchen Calcit aus einem quarzarmen Amphibolgranitit von Columbia, N. H., und schon er sprach sich

für eine nicht eigentlich secundäre Natur desselben aus. Später beobachtete Törnbohm Ähnliches an dem Granitit von Guömala in Bleking und Wassarö, Roslagen in Schweden; dieser Forscher betont es mit Recht, dass Mikroklin unter analogen Verhältnissen den Calcit begleitet, und dass der Calcit gerade im frischen Gesteine erscheint, im verwitterten verschwindet. Er nannte solche Gesteine Kalkgranite. In einem solchen Kalkgranit (Geschiebe aus dem Rullstensaas zwischen Upsala und Flottsund) fand H. von Post Bergpech. Die Odenwälder Amphibolgranitite der Gegend von Hochsachsen zeigen Ähnliches. Die Erscheinung hängt zusammen und findet ihre Erklärung in der bei Graniten ziemlich verbreiteten miarolitischen Structur.

Die Zahl der Alkaligranitite, die stets arm an farbigen Gemengtheilen sind, ist bisher keine grosse. Hierher wäre von deutschen Vorkommnissen der topasführende Lithionitgranitit der Greifensteiner und der Altenberger Granitit im Erzgebirge zu zählen. Eine grosse Wichtigkeit erreicht dieser Typus in Skandinavien. Aus der Reihe der eigenartigen Tiefengesteine des südlichen Norwegens zwischen dem Mjösensee, dem Christianiafjord und dem Langesundfjord, deren genaue Kenntniss wir Brögger's rastlosem Forschereifer verdanken, stellen sich hierher seine Nordmarkite, an Quarz und farbigen Mineralien arme, vorwiegend aus mikroperthitischem Orthoklas aufgebaute, typisch miarolitische Tiefengesteine. Unter den farbigen Gemengtheilen herrscht meistens der Biotit; er wird oft begleitet, ja gelegentlich ersetzt durch einen hellgrünen, diopsidartigen Pyroxen. Daneben stellt sich gern nach Brögger bald gemeine grüne, oder arfvedsonitartige, oder glaukophanartige Hornblende, beziehungsweise echter Glaukophan, sowie Aegirin ein. Charakteristisch ist Titanit, Erze und Apatit sind spärlich. Meine Beobachtungen an diesen Nordmarkiten, welche in Handstücken vom Tonsenaas und Grefsenaas bei Christiania in allen Sammlungen verbreitet sind, stimmen damit überein, bis auf die Amphibolmineralien. Diese sind in den von mir untersuchten Proben bald die typische, bräunlichgrüne Hornblende der Elaeolithsyenite, bald Riebeckit, bald Arfvedsonit (Oslö); ich fand nirgends Glaukophan. Die Nordmarkite haben eine grosse Ausdehnung im Norden von Christiania bis zum Mjösensee und bilden ferner die Lakkolithe (im Sinne Brögger's) vom Hillestadvand, NW. Holmestrand, ferner von Aneröd, Sande und Gjerpenthal, nördlich von Skien. Die Grenzfacies der Nordmarkite am Stenbrudsvand bei Grorud, nördlich von

Christiania, ist granophyrisch, bei allen anderen Nordmarkiten orthophyrisch. Brögger legt hierauf, sowie auf das Fehlen der Quarzeinsprenglinge in den porphyrischen Grenzformen Gewicht, um die systematische Stellung dieser Gesteine, die er nicht Granite, sondern Quarzsyenite nennt, zu stützen. Ich möchte darauf hinweisen, dass das Fehlen der Quarzeinsprenglinge in den porphyrischen Grenzformen durch den Natronreichthum bedingt sein kann, wie bei Keratophyren und Pantelleriten.

Es ist nicht unwahrscheinlich, dass mit den Nordmarkiten idente Gesteine in dem von Högbom beschriebenen, postarchäischen, aber echt präcambrischen Eruptivmassiv von Ragunda im östlichen Jemtland in Schweden vorkommen. Das Hauptgestein desselben ist nach Högbom ein dem Alkaligranitit von Christiania zum Verwechseln ähnliches Granitgestein und ein dem Langesunder Augitsyenit (auch der labradorisirende Feldspath ist vorhanden) nahestehender Typus. In dem Granitit findet sich neben Biotit z. Th. arfvedsonitartige Hornblende, deren Menge mit abnehmendem Quarzgehalt steigt, und an deren Stelle mit weiter sinkendem Quarzgehalt Körner von grünlichgelbem oder grauviolettem, diallagähnlichem Pyroxen treten, welcher voll stabförmiger Interpositionen ist. Mit diesen innig verbunden kommen gern Biotit und Amphibol vor. Plagioklas fehlt oft ganz bis auf mikroperthitische Verwachsungen mit Orthoklas, Quarz erscheint in spärlichen Körnern im Feldspath oder granophyrisch mit diesem verwachsen. Olivin findet sich accessorisch. Dieses Gestein wurde bei Dövik anstehend und in Blöcken weitverbreitet aufgefunden; es zeigt porphyrische, bald mikrogranitische, bald granophyrische, z. Th. sogar feldsophyrische Grenzfacies.

Nach Lundbohm gehören in eine Eruptivreihe mit den Ragunda-Gesteinen Granite, welche an der Küste von Westnorrland (Angermanland) zwischen Örnsköldsvik und Hernösand zusammen mit Gabbro auftreten und mit denen wahrscheinlich auch die Elaeolithsyenite von Alnö zusammenhängen. Der varietätenreiche, oft sehr grobkörnige und häufig durch parallele Anordnung der farbigen Gemengtheile schiefrig aussehende, oft auch dem Aasby-Diabas ähnlich werdende Gabbro bildet eine durchschnittlich 1 km breite Zone zwischen dem Grundgebirge im Westen und dem 6 Meilen langen und 2 Meilen breiten Granitmassiv. Der Granitit ähnelt durch seine Granophyrstructur dem Rapakiwi Finlands, doch fehlen die für diesen charakteristischen Feldspatheier, ausser auf der Insel

Bödö, wo sie wohl entwickelt sind, so dass das Gestein durchaus dem Åland-Rapakiwi entspricht. Zwischen dem Granitit und dem Gabbro giebt es Übergänge, Gabbrogranite (s. S. 53), welche neben Plagioklas, Pyroxen, Hornblende und Olivin auch Orthoklas und Quarz enthalten. Über Granitit und Gabbro liegt eine 60 m mächtige Sandsteindecke, welche von Diabas überlagert wird. Der Granitit ist das jüngste Eruptivgestein, seine Gänge durchsetzen den Gabbro. Ob dieser Granitit zu den Alkaligraniten gehöre, ist aus der Darstellung Lundbohm's nicht ersichtlich. Jedenfalls steht er ihnen, ebenso wie der Rapakiwi Ålands, nahe.

Amphibolgranit.

Die eigentlichen Amphibolgranite in idealer Reinheit der Zusammensetzung sind nicht eben häufig. Meistens enthalten sie geringe Mengen von Biotit. In dieser Form sind sie in den Vogesen, im Odenwald, im skandinavischen Norden und Finland, in Canada (Shipton Range), England (Charnwood forest) und im Caucasus (Alagös bei Ardubát) bekannt. Sie stehen in jeder Beziehung den Granititen sehr nahe, pflegen noch mehr Kalknatronfeldspath und weniger Quarz als diese zu besitzen, so dass sie oft in echte Syenite und Diorite übergehen. Der Titanit dürfte kaum je fehlen und ist stets älter als die Hornblende, soweit er primärer Natur ist. Eisenerze pflegen ziemlich reichlich vorhanden zu sein.

Auch der Amphibolgranit enthält nicht selten Malakolith oder diallagähnlichen Augit als accessorischen Gemengtheil. Der Pyroxen bildet dann oft die Centren der Amphibolindividuen, die sich anscheinend auf Kosten einer magmatischen Resorption des Pyroxen entwickelten. Solche Varietäten finden sich — abgesehen von den früher erwähnten — im südlichen Odenwald und bei Escaminhos in Portugal, nach Osann auch in Trans-Pecos, Texas. Auch der Jernagranit von Törnebohm enthält Malakolith. Man kann dieselben, da sie anscheinend stets als locale Ausbildungsformen anderer Typen auftreten, am passendsten als augitdioritische Facies von Graniten ansehen. Meistens ist eine bedeutende Zunahme des Plagioklas mit dem Auftreten des Augits verbunden.

Diesem kalkreichen Typus der Amphibolgranitite steht ein kalkarmer und alkalireicher Typus gegenüber, dessen Amphibol nicht die gemeine Hornblende, sondern der Riebeckit oder ein Arfvedsonit-artiger Amphibol ist. Wir bezeichnen diesen Typus als Riebeckitgranit. Derselbe wurde von Sauer in Socotra

nachgewiesen. Ferner gehören hierher die Natrongranite Brögger's aus dem Eruptivgebiet zwischen Christiania und Langesundfjord. Es sind röthliche bis gelbliche, klein- bis mittelkörnige Gesteine, welche sich vom See Ekern und dem Gebiete des Granitits von Drammen über den Lougen hinaus bis südlich von Kongsberg erstrecken. Hamrefjeld, Gunildrudkollen, Hovdeböfjeld liegen in diesem District. Der Amphibol derselben ist arfvedsonitisch, vollkommen idiomorph und wird nach Brögger gern von Glaukophan (in meinen Handstücken vom Hamrefjeld ist es Riebeckit) und Aegirin begleitet. Biotit fehlt meistens ganz. Accessorisch sind Titanit und Orthit. Oligoklas ist nur stellenweise vorhanden, Orthoklas und Mikroklin sind stark mikroperthitisch mit Albit durchwachsen. Quarz ist reichlich vorhanden. Es treten oft Gänge von Arfvedsonitgranit in diesen Gesteinen auf, deren Grenzfacies bald aplitisch bis mikrogranitisch oder granophyrisch ausgebildet sind.

Zu den Riebeckitgraniten gehört ferner nach Lacroix das von König als Zirkonsyenit beschriebene, einen Gang in Granit bildende Gestein von St. Peter's Dome, Cheyenne Cañon, El Paso, Col. Dasselbe führt accessorisch Astrophyllit. Es wäre sehr sonderbar, wenn der Granit, worin es aufsetzt, nicht ein Alkaligranit wäre. — Nach Le Verrier bildet Riebeckitgranit grosse Stöcke an der Westküste von Corsica, an den Calangues de Piana. Als Feldspath wird Anorthoklas und Albit genannt; accessorisch finden sich Astrophyllit und Titanit. Sehr auffallend ist die Umwandlung des Amphibols in Epidot, welche von diesem Gestein angegeben wird.

Das Vorkommen von Arfvedsonitgraniten in Grönland erwähnt Ussing (Meddelelse om Grönland. XIV. 192. Kjöbenhavn 1894).

Pyroxengranit.

Auch hier giebt es zwei durchaus verschiedene Typen, deren einer wieder kalkreich und alkaliarm, deren anderer alkalireich und kalkarm ist, und die sich durch die Natur ihres Pyroxens leicht unterscheiden. Die ersteren haben einen diopsidartigen grünen Pyroxen und können Diopsid- oder Malakolithgranite genannt werden. Sie schliessen sich eng an die Pyroxengranitite an und sind mit diesen ebenso durch Übergänge verbunden, wie die Amphibolgranite mit den Amphibolgranititen. Hierher gehören wohl der von Cohen beschriebene Augitgranit von Oberbruck im Dollerenthale, Elsass, ein von Wichmann beschriebenes biotitarmes

und hornblendefreies Granitgestein aus Grönland, und ein solches, welches Osann aus Trans-Pecos, Texas, untersucht hat. — Bergt beschreibt als Uralitgranit ein granitisches Gestein von der Sierra Nevada de Sta. Martha in Südamerika, welches als farbige Gemengtheile nur Hornblende in blaugrünen, fasrigen, leistenförmigen Individuen, in hellblaugrünen Nadeln und in grobstengligen gelbgrünen bis gelblichen grösseren Partien enthält. Er leitet alle diese Hornblende von Pyroxen ab.

Nach Vogt tritt in Verbindung mit dem und innerhalb des Noritmassivs von Soggendal im südwestlichen Norwegen mehrfach Enstatitgranit auf, mittelkörnig, ziemlich dunkelgrau wegen des hohen Gehalts an Erz und rhombischem Pyroxen. Der Feldspath ist Orthoklas mit Mikroklin, spärlich Oligoklas, kein Labradorit. Der Quarz beträgt 33—50 % des Gesteins. Dieser Enstatitgranit ist genetisch verbunden mit z. Th. quarzhaltigem Labradorfels (Anorthosit), Hypersthen-Norit und Biotit-reichem Norit, welche z. Th. in einander übergehen, z. Th. eine gewisse Selbständigkeit und Altersfolge erkennen lassen.

Der alkalireiche Typus der Aegiringranite wird zuerst wohl von Brögger (Spaltenverwerfungen etc. 410) zwischen Drammen und Ekern erwähnt, liegt also wohl im Gebiet seines Natrongranits. Überhaupt scheint dieser Typus auf das Innigste mit den Riebeckit- und Arfvedsonitgraniten verbunden zu sein.

Der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung nach vermittelt zwischen den Extremen der Malakolith- und der Aegirinhaltenden Pyroxengranite das von Ulysses Sh. Grant beschriebene Gestein aus dem Unteren Huron des NO. Minnesota vom Kekequabic Lake. Der Feldspath ist zum grössten Theil Anorthoklas (etwa $Or_5 Ab_{14} An_1$ mit sp. G. = 2,59—2,60). Der Augit bildet kurze, kräftige Prismen von 0,5—1 mm, selten bis 3 mm Länge von idiomorpher, terminal etwas gerundeter Begrenzung; er ist z. Th. bouteillengrün, z. Th. farblos durchsichtig, oder er besteht aus farblosen und grünen Theilen, dann liegen die ersten central, die letzten peripherisch und sind meistens durch eine scharfe Grenze getrennt, selten in einander allmählig verlaufend. Die Grenze des farblosen Kerns entspricht im Allgemeinen nicht einer krystallographischen Flächen-Combination, sondern ist unregelmässig. Spaltung nach (110) und (001). In den farblosen Theilen, welche höheres Brechungsvermögen und stärkere Doppelbrechung haben sollen, ist $c:c = 53^0$ etwa, in den grünen $= 68^0$ etwa. Selten

kommen ausser den beiden Haupttheilen andere Zwischenzonen vor. Der Gesammtpyroxen enthält nach der Analyse etwa 21 % $NaFeSi_2O_6$. Hornblende kommt nur recht spärlich, Biotit etwas mehr vor. Die Quarzmenge ist nicht gross. Titanit ist accessorisch. Das Gestein hat eine hornblendereichere, quarzfreie, syenitische Facies mit auffallend idiomorphem Feldspath (durbachitisch?) und neben der herrschenden hypidiomorph-körnigen Hauptmasse tritt in kleinen isolirten Flecken in der Nähe der Hauptmasse im Schiefergebiet eine porphyrische Facies auf, die dann eigentlich zu dem von Bayley beschriebenen Gestein von Indian Point (s. Granitporphyre) zu stellen wäre.

Turmalingranit.

So häufig der Turmalin als accessorischer Gemengtheil in den Graniten und Granititen sich einstellt, scheinen reine Turmalingranite ohne Glimmer oder mit nur sehr kleinen Mengen dieses Minerals doch selten zu sein, und wenn man ohne chemische Analyse lediglich auf den Mineralbefund hin schliessen darf, so dürften die wenigen bekannten Turmalingranite zu dem alkalireichen Typus der Granitgesteine gehören. Als Repräsentanten sind die Turmalingranite des Eibenstocker Massivs im Erzgebirge, von Gottleuba in Sachsen und von Nordrach bei Gengenbach im Schwarzwald anzuführen.

Faciesbildungen der Granite.

Wenn man als Facies locale, nach mineralogischer Zusammensetzung oder Structur von der Hauptmasse abweichende Ausbildungsformen von Eruptivgesteinen bezeichnet, so kann man demgemäss Constitutionsfacies und Structurfacies unterscheiden. Es mögen hier zunächst nur die durch abweichende mineralogische Zusammensetzung oder doch hauptsächlich durch diese charakterisirten Faciesbildungen der Granitgesteine in Betracht gezogen werden und unter diesen wieder nur solche, welche wir als ursprüngliche, während des Bildungsprocesses des Gesteins entstandene, ansehen dürfen.

Vergegenwärtigt man sich den Krystallisationsprocess eines eruptiven Tiefengesteins und zumal den Umstand, dass die Entwicklung der verschiedenen Mineralgemengtheile eine zeitlich verschiedene ist, so ergiebt es sich als ein natürliches und nothwendiges Verhältniss, dass trotz der durch die ganze Masse möglichst

gleichmässig herrschenden physikalischen Bedingungen örtlich in jedem Zeitpunkt der Entwicklung Anhäufungen der bereits ausgeschiedenen Verbindungen in dem noch im Schmelzfluss befindlichen Mutterlaugenrest vorhanden sein müssen. Da nun die basischeren Verbindungen im Allgemeinen die älteren sind, so ist es selbstverständlich, dass die Anhäufungen bereits ausgeschiedener Mineralien und Mineralcombinationen die mineralogische Zusammensetzung basischerer Gesteine haben müssen, d. h. in einem granitischen Gesteine werden sich nothwendig syenitische, dioritische und Gabbrofacies ausbilden. Denkt man sich diesen Process mehr und mehr fortschreitend, so wird neben den basischen Ausscheidungen ein immer saurerer Mutterlaugenrest sich entwickeln, der seinerseits schliesslich krystallisirt, und man hätte dann eine Art Spaltung eines einheitlichen Eruptivmagmas in geologisch eng verbundene Massen von basischen und von sauren Gesteinen. — Eine geringe Modification des Vorgangs würde nach Ausscheidung einer gewissen Menge basischerer Mineralmassen und darauffolgender normaler Gesteinskrystallisation einen kleinen sauren Rest lassen, der zuletzt fest werden würde, und man hätte einen engen geologischen Verband eines normalen Tiefengesteins mit basischeren und saureren Facies. — Der Ort dieser basischeren und saureren Facies und die Dimensionen derselben würden offenbar von den Temperaturschwankungen und den Strömungen innerhalb des krystallisirenden Eruptivmagmas abhängen. Bei verhältnissmässig stetiger Ruhe, also bei geringen Strömungen in demselben, könnte man eine gleichmässige Verbreitung oder eine randliche Anhäufung der älteren basischen Bildungen erwarten; bei verhältnissmässig starken Bewegungen in demselben ist eine linsenförmige Abgrenzung und Anordnung der verschiedenen Ausscheidungen wahrscheinlich; die älteren, bereits festen Gesteinsmassen würden Zerreissungen und Zerstückelungen erfahren und ihnen gegenüber würden die jüngeren und saureren Massen sich gangförmig und umhüllend verhalten. Die Grenzen der verschiedenen Bildungen gegen einander müssen zufolge der geringen Compactheit der älteren und ihrer randlichen Wiederauflösung, sobald sie in einem für den Bestand eines oder mehrerer ihrer Gemengtheile zu aciden Magma schwimmen, im Allgemeinen wenig präcise, die Übergänge mehr oder weniger allmählige sein, wenn auch das Gegentheil nicht ausgeschlossen ist. Bei sehr stetiger und sehr ruhiger Entwicklung der gesammten Eruptivmassen werden die Anhäufungen der älteren Ausscheidungen keine bedeutenden

Dimensionen annehmen können und müssen daher immer wieder rasch resorbirt werden, so dass nach Vollendung des Krystallisationsactes ein sehr gleichmässiges Gemenge aller normalen Gesteinsgemengtheile vorliegen wird.

Alle die soeben aus den Krystallisationsbedingungen eines Tiefengesteins als nothwendig abgeleiteten Verhältnisse finden sich bei den granitischen Gesteinen in reichster Mannichfaltigkeit vor. Allenthalben stellen sich die basischeren, syenitischen und dioritischen, seltener gabbroähnlichen Facies bald in rundlichen, eiförmigen, durch ihre dunkle Farbe auffallenden, an den Fe- und Mg-haltigen Gemengtheilen reichen, nicht selten auch pyroxenhaltigen, oft einschlussartig aussehenden, aber von wirklichen Einschlüssen doch leicht zu unterscheidenden, feinkörnigen sogenannten basischeren Concretionen oder Ausscheidungen, bald in kürzeren und längeren Schlieren von oft sehr bedeutenden Dimensionen, bald in anscheinend gangförmigen Massen*, bald in mehr oder weniger continuirlichen peripherischen Schalen ein, auf welche bereits Delesse aufmerksam machte**. — Ihnen gegenüber treten die hellen, wohl als felsitisch bezeichneten saureren Facies entschieden zurück; sie haben auch nicht die Form rundlicher, in Ruhe gebildeter Concretionen, sondern vorwiegend diejenige von schlierenförmigen und gangförmigen, anscheinend jüngeren, der Gesteinshauptmasse gegenüber scheinbar activ durchbrechenden, nicht passiv umhüllten Massen.

Faciesbildungen in den Graniten kommen noch auf eine andere Weise zu Stande, nämlich durch eigentliche Spaltungsvorgänge im Magma***. Dadurch zerfällt ein chemisch einheitliches Magma in chemisch verschiedene Theilmagmen, die dann bei ihrer Krystallisation natürlich zu mineralogisch mehr oder weniger verschiedenen

---

* Solche ältere Ausscheidungen sind dann wohl als selbständige Gesteine aufgefasst und unter den Namen Syenit, Diorit, Augit-Diorit, Melaphyr u. s. w. beschrieben worden.

** Überaus interessant ist die Beobachtung, welche Högbom bei dem Studium dieser älteren basischen Ausscheidungen im Upsalagranitit machte. Er fand dieselben oft von einer schmalen helleren Zone, wie von einem Krystallisationshofe umgeben, ja, dass etwa 10 % dieser älteren Ausscheidungen mehr oder weniger deutlichen, oft schön ausgeprägten zonaren Wechsel von dunklem Kern und heller Schale zeigten. Damit ist der Übergang zu den Kugelstructuren gegeben.

*** H. R. Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. T. M. P. M. 1889. XI. 144.

Gesteinen sich entwickeln. Je nachdem diese Spaltung schon in grossen Tiefen des Erdinnern sich vollzieht und die dort entstandenen Theilmagmen zusammen oder gesondert nacheinander emporsteigen, werden die aus ihnen entstehenden Gesteinsarten allmählige Übergänge in einander oder deutliche Grenzen gegen einander zeigen, demnach bald als eine ungetheilte geologische Einheit erscheinen, bald deutliche Altersunterschiede wahrnehmen lassen. Zu den schönsten Beispielen solcher Faciesbildungen dürften in Deutschland wohl das Meissener Granititmassiv mit Facies von Amphibolgranitit, Syenit und Augitsyenit, sowie das von Lossen beschriebene Brockenmassiv des Harzes gehören, an dessen Ostrande vom Wormkethal bei Schierke über die Hohne, das Dumkuhlenthal und das Holzemmethal bei Hasserode eine Gesteinsreihe vorliegt, die vom typischen Granitit einerseits zum Gabbro, andererseits zu sehr basischem Diorit hinführt und in welcher Amphibolgranitit, Augitamphibolgranit, Quarzdiorit, Augitdiorit und quarzhaltiger Augit-Biotit-Gabbro die namhafteren Glieder darstellen. Wie gross oder wie klein auch die geologische Selbständigkeit dieser mannichfach zusammengesetzten Gesteine sei, so bilden sie jedenfalls im weiteren Sinne eine zur Granitformation des Brockens gehörige Masse. — Ähnliches zeigen der sog. Puntaiglasgranit der Alpen, nach Irving und van Hise die Granitite in Wisconsin, nach Dakyns und Teall die Granitite des Garabaldistricts in Sutherland, nach Schilderungen Howitt's die Granitterritorien des Swift's-Creek im westlichen Victoria, nach denen Verbeek's die Granitite der Westküste von Sumatra, nach Brögger die alkalireichen Eruptivmassen des Gebiets zwischen Christiania- und Langesundfjord u. s. w. Es liegt also hier offenbar nicht ein locales, sondern ein allgemeines Phänomen vor.

Tritt der Zerfall eines granitischen Eruptivmagmas nicht schon in den tiefsten Tiefen der Erde, sondern innerhalb der Einsturzräume auf, welche sie ausfüllen, so würden auf denselben die Wandungen dieser Räume als Quellen der Abkühlung und demzufolge der Störung des Gleichgewichts im Magma einen massgebenden Einfluss ausüben und man darf eine dementsprechende Vertheilung der aus den Theilmagmen hervorgehenden Gesteine im Massiv erwarten. Thatsächlich finden wir oft, dass Gesteine von verschiedener Zusammensetzung als randliche Facies von Graniten auftreten. Schon Delesse machte dahin zielende Beobachtungen in den Vogesen, Sauer wies einen äusserst glimmer-

reichen Syenit* (Durbachit) von angenähert lamprophyrischem Charakter als Randfacies des Granitits von Durbach im nördlichen Schwarzwald nach, der stellenweise von Pinitgranitit abgelöst wird. — Nach Deecke treten Pyroxengranitite und quarzarme augitdioritische Gesteine als peripherische Ausbildungsformen am Amphibolgranititstock des Elsässer Belchen auf. — Linck fand, dass der Granitit im oberen Amarinerthal (Vogesen), vom Batteriekopf bei Wildenstein bis nach Bramont hin, an dem Gehänge westlich vom Krüther Schlossberg und von Drumont von einer nur wenige Meter breiten Zone von porphyrischen, glimmerreichen und SiO_2-armen Ausbildungsformen begleitet wird, welche er Granitporphyre, Glimmerporphyre und Minetten nennt. In den angeführten und ähnlichen Fällen sind die randlichen Facies basischere Ausbildungsformen und zeigen gelegentlich eine unbestreitbare Annäherung an die Charaktere von lamprophyrischen Ganggesteinen.

Auch das Umgekehrte ist vielfach beobachtet worden, dass die randlichen Facies von Granitmassiven sehr arm an dunklen Gemengtheilen und in Folge davon saurer sind, als das normale Gestein. In solchen Fällen erhalten dieselben entweder einen aplitischen oder pegmatitischen Charakter und klingen somit wieder an eine Gruppe von Ganggesteinen an. Derartige aplitische und pegmatitische Randfacies sind ebensowenig wie die basischen immer um das ganze Granitmassiv in gleichmässiger Ausbildung vorhanden, vielmehr verschmälern und verbreitern sie sich in mannichfachem Wechsel oder fehlen stellenweise auch vollständig. Ganz vorzüglich hat Barrois diese aplitischen und pegmatitischen Randfacies von den Granitmassiven von Guéméné und St. Jean-Brevelay im Morbihan, sowie von Huelgoat beschrieben. Howitt hat sie schon vor langer Zeit in Australien, zuletzt von Omeo nachgewiesen, Klemm fand sie um den Granitit von Brössnitz, hier durch Feldspatheinsprenglinge porphyrartig, Jennings und Williams um den stark gepressten Granitit zwischen Festiniog und den Moelwyns in Wales gegen die zu Hornfels veränderten Tremadocschichten, Jimbo an dem in Quarzdiorit übergehenden Amphibolgranitit in Hokkaido in Japan, in der Hidaka-Kette, an der Contactzone von Rarushi.

* Das zuletzt von Michel-Lévy und Lacroix beschriebene Granitgestein von Vaugneray bei Lyon, welches Fournet Vaugnérite genannt hatte, zeigt eine überraschende Ähnlichkeit mit dem Durbachit. Das Gestein bildet indessen einen Gang im Gneiss. Hervorzuheben ist es, dass der Plagioklas desselben nur zum kleinen Theil als Oligoklas, zum grössten Theil als Labradorit bezeichnet wird.

Auch Sederholm erwähnt Muscovitgranite, die er als Grenzfacies deuten möchte und die oft im Zusammenhang mit und übergehend in Pegmatit auftreten, aus der Gegend von Tammela in Finnland. Schriftgranitische und pegmatitische Randfacies (Stockscheider der erzgebirgischen Geologie) finden sich am Zinnwalder Granit-Greisenstock und andern. Zu betonen ist auch bei ihnen die nahe Beziehung zu und der nicht seltene Übergang in aplitische Facies.

Structurformen der granitischen Gesteine.

Man pflegt die normale Structur der granitischen Gesteine eine richtungslos körnige zu nennen und will damit ausdrücken, dass die Anordnung der Mineralgemengtheile in jeder durch das Gestein gelegten Ebene die gleiche sei. Diese Bezeichnung ist eine vollkommen zutreffende. Es ist jedoch diese Richtungslosigkeit nicht zugleich eine Regellosigkeit; vielmehr lässt sich bei einiger Aufmerksamkeit in den normalen, nicht structurell metamorphosirten Graniten wohl erkennen, dass die Reihenfolge der Ausscheidungen der Gemengtheile auch ihre Anordnung regelte. Die ältesten Krystallisationen im Gestein, Zirkon, Apatit und Erze, sowie eventuell Titanit finden sich mit Vorliebe als Einschlüsse in dem Biotit, der Hornblende und im Pyroxen oder unmittelbar an deren Rändern. Um die eisenhaltigen Gemengtheile ordnen sich alsdann die Feldspathe nach allen Richtungen des Raumes; zwischen diesen selbst und zwischen den geschilderten Mineralaggregaten hat sich der Quarz angesiedelt. Jedes ältere Mineral hat jedem jüngeren als Ansatzpunkt bei dessen Krystallisation gedient und somit gewinnt die Structur annäherungsweise einen roh centrischen Charakter, der ohne Zweifel deutlicher zur Erscheinung kommen würde, wenn nicht die Menge der Feldspathe so sehr viel grösser wäre, als diejenige der übrigen Gemengtheile. Die Korngrösse derselben kann hierbei eine beliebige sein, ohne dass dadurch das Wesen der Structur geändert würde; dasselbe liegt vielmehr in der mit dem relativen Alter der Gemengtheile abnehmenden idiomorphen Begrenzung derselben (Taf. I Fig. 1). Es ist der Typus der hypidiomorph-körnigen Structur.

Da nun aber das specifische Gewicht eines Granitglases oder Schmelzflusses ein bedeutend niedrigeres ist, als dasjenige eines auskrystallisirten Granitgesteins, so muss die Krystallisation desselben ein Act molekularer Verdichtung sein und es wäre zu er-

warten, dass die Granitgesteine durchgehends den von ihren Magmen eingenommenen Raum nicht vollständig ausfüllen würden. Das müsste entweder zur Ausbildung einer zuckerkörnigen (miarolitischen) Structur, oder zur Entwicklung unregelmässig begrenzter grösserer Hohlräume im Gestein führen, in welche hinein die Krystallenden der verschiedenen Gemengtheile ragen würden. Beiderlei Structurformen sind bei granitischen Gesteinen bekanntlich nicht selten zu beobachten; es bedarf nicht der Anführung von Beispielen für miarolitische und für Drusengranite. Man sollte jedoch erwarten, dass solche Ausbildungsformen nicht nur gelegentlich, sondern allgemein vorhanden sein müssten.

Gewisse Verhältnisse machen es in hohem Grade wahrscheinlich, dass miarolitische und Drusenstructur thatsächlich bei den Graniten überaus verbreitet, aber allerdings durch Mineralneubildungen versteckt sind. So findet man, dass sehr allgemein um die grösseren Feldspathindividuen herum und in den Interstitien zwischen ihnen sich ein Gemenge von Mikroklin und Quarz, oder Orthoklas und Quarz angesiedelt hat, dessen Material einen anderen Habitus besitzt, als die gleichen Substanzen dort haben, wo sie sich als normale Gemengtheile des Gesteins kundgeben. So ist z. B. der Feldspath dieser „Ausfüllungssubstanzen", welche sich in ursprünglichen miarolitischen Räumen ansetzten, durch auffallende Frische und Wasserhelligkeit charakterisirt, oder aber der Feldspath und Quarz befinden sich in jener aus den Schriftgraniten allgemein bekannten gesetzmässigen Verwachsung mit einander, während eine solche in der eigentlichen Gesteinsmasse nicht vorkommt. Wo diese ursprünglichen miarolitischen Hohlräume etwas bedeutendere Dimensionen erhalten, bemerkt man auch nicht selten eine zu der Axe derselben symmetrische Anordnung der Ausfüllungssubstanzen. In die Kategorie dieser gehört neben Quarz und Mikroklin, beziehungsweise Orthoklas, mit einiger Sicherheit auch der oben besprochene Calcitgehalt mancher Granite.

Wenn bei der Krystallisation des Gesteins statt unzähliger kleiner miarolitischer Zellen sich einzelne grössere Drusen und gangförmig langgestreckte, oder anders gestaltete grössere Hohlräume bildeten, so kann auch bei diesen eine allmählige secundäre Ausfüllung durch Feldspath und Quarz, sowie andere Mineralien sich vollziehen, die dann gleichfalls eine symmetrische Anordnung zeigen werden. Die Ausfüllung ist bald eine vollständige, bald eine nur partielle. Bezeichnenderweise ist auch hier der Feldspath vor-

wiegend Mikroklin. Ein solcher Vorgang dürfte in vielen Fällen die Bildung der schriftgranitischen und pegmatitischen, meist linsenförmigen oder gangähnlichen accessorischen Bestandmassen der Granitgesteine erklären.

Die Ausfüllung der kleinen miarolitischen und grösseren Drusenräume kann sich zu verschiedenen Zeitpunkten in der Geschichte des Gesteins vollziehen. Wo wir Quarz und Feldspath, zumal in granophyrischer Verwachsung als Ausfüllungsmassen treffen, werden wir zunächst an die der Gesteinsverfestigung unmittelbar folgende, oder gar ihre letzten Stadien begleitende Periode der intensiven pneumatolytischen Bildungen denken, zu denen die Pegmatitgänge, die Durchtränkung mit Turmalin und Verwandtes gehört. — Die Ausfüllung mit Quarz allein, mit Calcit u. s. w. deutet auf spätere Abschnitte der metasomatischen Periode.

Die aus den Verfestigungs- und Krystallisationsbedingungen abgeleitete roh centrische Structur der Granite, combinirt mit den stofflichen Differenzirungen im Granitmagma, welche durch die Krystallisationsreihenfolge der Gemengtheile bedingt sind, führen nicht selten zu einer vollkommenen Kugelstructur, die allerdings an allen bisher nachgewiesenen Vorkommnissen stets auf engen Raum innerhalb der Granitmassive beschränkt war. In den Einzelheiten weisen die Kugelgranite mancherlei Verschiedenheiten auf und zerfallen in eine Anzahl von Typen.

Als Repräsentanten des weitest verbreiteten Typus kann man das von Frosterus eingehend untersuchte, selten schöne Vorkommniss von Virvik bei Borgå in Südfinland betrachten. In einem über grosse Flächen des südlichen Finlands ausgedehnten Granititmassiv, dessen herrschender Alkalifeldspath Mikroklin ist, tritt an der genannten Localität eine 12,7 m hohe, 85 m lange und 75 m breite Kuppe auf, welche eine rein syenitische Facies des Granitits darstellt und die Kugeln enthält. Diese selbst zeigen zwei verschiedene Ausbildungsformen, welche als die kleinkuglige und die grosskuglige Form unterschieden werden. — Die kleinkuglige Ausbildungsform setzt die Hauptmasse der Kuppe zusammen. Die dichtgedrängten, und daher ihre Gestalt oft gegenseitig beeinträchtigenden, selten in Abständen von 2—3 cm liegenden Kugeln haben einen Durchmesser von höchstens 5 cm, und zeigen stets deutlich einen helleren Kern und eine dunklere Randzone, die aus 2—3 concentrischen Biotitringen besteht, welche durch ein dem Kugelkern ähnliches Gesteinsmaterial getrennt werden. Die Biotit-

täfelchen sind zumal in der äussersten Zone so dicht gedrängt, dass sie sich gegenseitig überlagern und eine ununterbrochene Schale bilden. Daher fallen die Kugeln leicht unter einem Hammerschlage aus dem Gestein heraus. In den inneren Glimmerschalen liegen die Blättchen lockerer und die zwischen ihnen befindlichen Feldspathkrystalle zeigen Andeutung von radialer Anordnung, so dass die Kugeln eine schwache Radialstructur erkennen lassen. Der helle Kern der Kugeln besteht wesentlich aus Oligoklas-Albit in hypidiomorph-körnigem Gefüge mit vereinzelt eingelagerten Biotitblättchen. Mikroklin und Quarz sind nur in sehr kleinen Mengen daneben vorhanden. Dagegen ist die Gesteinsmasse, worin die Kugeln liegen, reicher an Mikroklin und Quarz, ohne indessen den syenitischen Charakter einzubüssen. — In der grosskugligen Ausbildungsform, welche nur den SO. Theil der Kuppe einnimmt, haben die Kugeln 20—30 cm Durchmesser und stellen fast durchweg dreiaxige Ellipsoide dar. Der Kern derselben ähnelt oft einer kleinen Kugel, ist aber dann grösser und hat zahlreichere Glimmerhüllen (ausnahmsweise besteht er auch wohl aus einem einheitlichen Individuum von Oligoklas-Albit mit mehreren peripherisch gelegenen Biotitzonen), oder er wird von Feldspath und Biotit in annähernd gleicher Menge gebildet. Auf diese Kerne folgt eine breite helle Zone mit nur undeutlichen Glimmerschalen und auf diese dann die dunkle Schale mit dichtgedrängten, oft 40—50 Glimmerhüllen. Die mineralogische Zusammensetzung der grossen Kugeln ist diejenige der kleinen, vielleicht mit etwas mehr Mikroklin und Quarz; während aber die kleinen Kugeln in einer, von ihnen nicht wesentlich verschiedenen Gesteinsmasse liegen, ist das Gestein, worin die grossen Kugeln liegen, ein normaler Mikroklingranitit, ident mit dem Hauptgestein des Granitmassivs. Somit stellt also das ganze Kugelvorkommen eine basischere Schliere vor, in welcher die Kugeln selbst als noch basischere Ausscheidungen liegen.

Die kleinen Kugeln gehen allmählig in das normale syenitisch-dioritische Gestein über; die Zwischenformen entstehen dadurch, dass an die Stelle der Kugeln Feldspatheinsprenglinge mit undeutlich concentrischen Glimmereinlagerungen treten und weiter nach aussen die porphyrische Structur nach und nach in die hypidiomorph-körnige ausklingt.

Die grossen Kugeln zeigen nicht nur gegenseitige Beeinflussung ihrer Form durch dichtes Aneinanderlagern, sondern nicht selten

auch geradflächige Zerreissungen, gelenkartiges Ineinanderpassen, Abreissen der äusseren Glimmerhüllen, Verbiegungen, ja vollkommene Abreissung einzelner Theile der Glimmerhüllen, die dann isolirt im Granit liegen, und Aufblätterung derselben u. s. w., lauter Phänomene, welche darauf hinweisen, dass die Gestalt der Kugeln durch Bewegungen im Magma während der verschiedensten Stadien seiner Verfestigung beeinflusst wurden, z. B. zu einer Zeit, als die Glimmerhülle bereits fest, die feldspathreichen Kerne noch nicht starr und das umgebende Magma noch ganz flüssig war u. s. f.

Dem Typus von Virvik bei Borgå sehr ähnlich sind die bis zu 30 cm grossen Kugeln im Amphibolgranitit von Slätmossa im Kirchspiel Järeda, District Kalmar in Schweden, welche zuerst von Holst und Eichstädt beschrieben wurden, wenn wir von der speciellen mineralogischen Zusammensetzung des Gesteins absehen, welches reich an Amphibol und Quarz ist. Auf den grauen Kern, welcher die Zusammensetzung des Gesammtgesteins hat, folgen hier zwei dunkle, durch eine wenige Millimeter breite helle Zone getrennte Schalen. Wie bei Virvik in den peripherischen Glimmerhüllen der Zirkon, so sind bei Slätmossa an derselben Stelle die Eisenerze und der z. Th. secundäre Titanit angereichert. Eine Andeutung von Radialstructur scheint hier fast durchweg zu fehlen. — Dieselbe ist dagegen sehr deutlich in dem Kugelgranitit von Kortfors im Kirchspiel Karlskoga im Örebro Län in Schweden, der von Bäckström beschrieben wurde. Hier ist die äusserste Zone reich an gleichmässig vertheilten Magnetitkörnern in einer mittelkörnigen Grundmasse von Oligoklas, während Orthoklas anscheinend, Quarz sicher ganz fehlen und nur sehr spärlich Biotit und spurenweise Hornblende nebst etwas Apatit und Zirkon auftreten. Die Feldspathe liegen nur selten radial, sondern zumal gegen die Kugelperipherie hin derart, dass die M-Flächen tangential gerichtet sind. Die gleiche Lage haben sie in dem Granitit selbst in der Umgebung der Kugeln, die sich daher leicht unter dem Hammer so auslösen, dass lauter spiegelnde Spaltflächen den Hohlraum begrenzen. Der Magnetit setzt dagegen haarscharf an der Kugelgrenze ab und geht nicht über diese hinaus. Nach innen folgt alsdann eine zweite Zone, die mehr als zur Hälfte aus brauner Hornblende und Biotit, sonst aus Oligoklasindividuen in radialer Anordnung nebst etwas Zirkon, Apatit und Titanit besteht. Hornblende und Biotit ermangeln der idiomorphen Begrenzung und sind so zwischen den Oligoklasstrahlen vertheilt, dass stets viele benachbarte Individuen

gleich orientirt sind, also eine Art granophyrische Anordnung zeigen. Hierauf beginnt eine dritte helle Zone, stets die breiteste. Sie besteht aus radial gestellten grossen Oligoklastafeln, zwischen und in denen auch Quarz in z. Th. granophyrischer Verwachsung mit dem Feldspath und etwas Orthoklas sich finden. Magnetit ist reichlich, aber nicht in der Menge vorhanden, wie in der äussersten Schale der Kugeln, ebenso etwas Hornblende und Biotit in grösseren Individuen. Der Kern der Kugeln endlich ist frei von Magnetit und enthält höchstens vereinzelte und grosse Hornblende- und Biotitindividuen. Apatit und Zirkon sind, wie in allen Theilen der Kugeln, in kleinen Mengen vorhanden. Mikroklin und Oligoklas in gegenseitig paralleler und in granophyrischer Verwachsung mit Quarz in etwa 10 % bilden fast ausschliesslich den Kern. — Beeinflussungen der Form der einzelnen Kugeln durch einander fehlen vollständig. Der Durchmesser der Kugeln beträgt fast durchweg 7—8 cm, die äussersten Grenzen liegen bei 5 und 12 cm nach unten und oben. Es wurde bisher nur ein loser Block des Gesteins gefunden, dessen Anstehendes unbekannt ist.

Kemp beschreibt einen Kugelgranitit als Block am Strande von Quonochontoque in SW. Rhode Island. Es ist ein Findling, halb normaler Granitit, halb Kugelgranitit. Das Gestein stimmt aber mit in der Nähe anstehenden Granititen, an denen jedoch keine Kugelbildung beobachtet wurde. Die Kugeln haben 5—7 cm Durchmesser, sind etwas elliptisch und oft mit concaven Stellen auf ihrer Oberfläche versehen. Sie liegen einzeln und berühren sich nicht. Der Kern besteht vorherrschend aus Plagioklas mit sehr wenig Quarz; gegen den Rand wird das Korn feiner und es treten concentrische Biotitlagen auf, die stark mit Magnetit durchsprenkelt sind. Auf eine äussere, sehr glimmerreiche Hülle, mit welcher die Kugel beim Schlagen aus dem Gestein herausspringt, folgt dann, 3—6 mm breit, eine Hülle von radial gestellten Plagioklasen, zwischen denen und in denen concentrisch geordnet ziemlich viel feiner Magnetitstaub eingestreut ist. Diese Zone schliesst dann mit scharfer Grenze die Kugeln vom Hauptgestein ab. Manche Kugeln sind durch und durch stark mit dunklen Gemengtheilen durchsäet gegenüber anderen, die sie fast nur an der Peripherie führen. — Hatch beschreibt Kugelbildung in einem Amphibolgranitit von Mullaghderg, Donegal, Irland, deren Kern aus einem hypidiomorph-körnigen Gemenge der normalen Gemengtheile besteht, um welches sich nach innen schmälere, nach aussen breiter werdende

Oligoklaskeile ansetzen, zwischen denen spärlicher Biotit und reichlicher Magnetit, letzterer in radial langgestreckten Individuen eingeklemmt ist, so dass die Structur typisch radialstrahlig in den peripherischen Theilen, richtungslos körnig in den centralen ist. — Ebenso ist in den zuerst von Lovisato und G. vom Rath, dann von Knop und von Fouqué beschriebenen Ovoïden im Granit von Fonni in Sardinien, deren Durchmesser von 5—25 cm schwanken, der Kern bald ein kleinkörniges, normales Gemenge der Granitgemengtheile mit angereichertem Biotit, bald ein grobkörniges Aggregat von leicht verwitterndem Orthoklas und Oligoklas, bald ein Orthoklas-Zwilling nach dem Karlsbader Gesetz mit Einschlüssen von Oligoklas und Biotit, bald ein unter dem Mikroskop regelloses Gemenge dieser Feldspathe, welches dem blossen Auge als ein durchaus idiomorphes Individuum erscheint. Um diesen Kern setzt sich eine Schale von frischem Albit oder Natronmikroklin in radialgestellten Pyramidenstümpfen mit nach aussen gewendeter breiterer Basis. In dieser Schale sind in concentrischen Lagen (bis zu 10) tangential geordnete Biotittäfelchen eingeschaltet, die nach aussen hin sich bis fast zur Verdrängung des Feldspathes in dichter Folge schaaren. Der Biotit der Schalen ist stets vollkommen frisch, derjenige der Kerne zersetzt. Der Quarz, welcher auch in den Glimmerhüllen nicht ganz fehlt, häuft sich oft auffallend an zwischen Kern und Schale. Die Ovoïde liegen bei Fonni nicht im normalen Granit, sondern, wie die kleinen Kugeln bei Virvik, in einer porphyrartigen Facies des Gesteins, in welche sie in gleicher Weise, wie diese, ganz allmählig übergehen. — St. Meunier bespricht ebenfalls selten auftretende Ovoïde von $7 \times 8 \times 12$ cm Durchmesser in einem Granit (Granitit?) von Riaillé bei Montaigu in der Vendée, die aus einem Kern von normalem Granit mit einer Biotithülle bestehen, welche sie vom Hauptgestein trennt. Nähere Angaben über die Structur fehlen. — Ähnlich scheinen die Verhältnisse in einem Kugelgranit zu liegen, den von Post (G. F. i Stockholm F. I. 33) von Norr-Husby im Kirchspiel Kumla in Westmannland, Schweden, beschreibt. — Auch die von L. v. Buch, G. Rose, J. Roth und zuletzt von Klockmann untersuchten Kugelgranite des Riesengebirges gehören zum radial-strahligen Typus. — Ganz neuerdings beschrieb H. Bäckström einen Kugelgranitit von Balungstrand im Kirchspiel Enviken in Dalekarlien. In einer hellen grobkörnigen Grundmasse aus Mikroklin und Quarz mit vereinzelten, recht grossen idiomorphen Biotitindividuen liegen 4—6 cm grosse dunkle Kugeln,

die man am besten als Oligoklassphärokystalle mit eingewachsenem randlich gehäuftem Biotit bezeichnet. Magnetit fehlt auffallenderweise ganz. Mikroklin und Quarz kommen nur sehr untergeordnet in den Kugeln vor und sind z. Th. nachweislich späterer Entstehung. Beeinflussungen der Kugelformen durch einander und durch die umhüllende Gesteinsmasse sind vorhanden.

Einen zweiten, durchaus verschiedenen Typus der Kugelgranite stellen die amerikanischen Puddinggranite dar, als deren Repräsentanten man das von Hitchcock, Hawes und Chrustschoff beschriebene Vorkommen von Craftsbury in Vermont betrachten kann. Kuglige oder ellipsoidische Massen von 0,5—2 cm Durchmesser, welche für das blosse Auge aus reinem Biotit bestehen, liegen 2—3 cm von einander entfernt in einem normalen Granitit. Nach Chrustschoff bestehen diese Kugeln aus einem Centrum von feldspatharmem Granit (mit Biotit und Muscovit), dessen Quarz als auffallend einschlussfrei bezeichnet wird; um dieses legen sich concentrische Schalen von Biotit und Muscovit mit einem nach aussen abnehmenden Calcitgehalt. Auch etwas Feldspath und Quarz finden sich in diesen Glimmerschalen. Den Calcit, welchen er für einen ursprünglichen Gemengtheil hält, fand Chrustschoff auch im Hauptgestein. Mc. Cormick, der die Kugeln für Einschlüsse hält, fand weder Calcit noch Feldspath in denselben, sondern neben Glimmer nur Quarz. Auch ich konnte in zwei Kugeln, die untersucht wurden, weder granitische Centren, noch Calcit finden. Sie bestanden durchweg aus Biotit mit sehr untergeordnetem hellen Glimmer und äusserst spärlichem Feldspath und Quarz. — St. Meunier beschreibt ein ähnliches Vorkommen von St.-Hilaire de Loulay bei Montaigu in der Vendée und Merrill solche aus Granitgesteinen von Maine, U. S. — Auf die innige Verknüpfung dieser Bildungen mit den älteren basischen Ausscheidungen der Granite wurde schon oben hingewiesen. Charakteristisch ist das Fehlen aller Spuren von Radialstructur und der oft deutliche, oft nur angedeutete schalige Bau. Von einem solchen Extrem, wo die Kugeln nur eine besonders deutliche und regelmässige concretionäre Häufung der älteren, basischeren Gemengtheile darstellen, wie im Gestein von Craftsbury, würden wir Übergänge haben zu solchen Fällen, wo die Kugeln ursprünglich Tropfen übersättigter Lösung im Magma, also eine basischere Magma-Abspaltung wären, die nun im Magma schwimmend von aussen nach innen zu krystallisirten und daher eine peripherische Häufung der farbigen Gemeng-

theile zeigen, wie das Bäckström wahrscheinlich zu machen sucht. Balungstrand würde hinüberführen zu Kortfors, Virvik und Fonni. Die Wiederholung solcher magmatischer Spaltungen in den übersättigten Tropfen würde zu Slätmossa und verwandten Bildungen die Erklärung geben können.

Alle bisher besprochenen Kugelbildungen werden, wo ihr Anstehendes bekannt ist, inmitten der Granitmassive angetroffen, wie z. Th. aus den directen Angaben der einzelnen Forscher hervorgeht, z. Th. aus dem Mangel von Angaben über den Ort derselben zu schliessen ist. Der dritte Typus der Kugelgranite, welchen Brögger und Bäckström von Stockholm beschrieben, wäre dagegen nach Angabe dieser Autoren eine Grenzbildung. An mehreren, nahe bei einander gelegenen Punkten fanden sich nahe der Gneissgrenze am Vanadisweg und an der Helsingestrasse in der Stadt Stockholm im normalen Granitit flache gestreckte Linsen mit bis zu 40 cm längster Axe, deren Streckungsrichtung parallel der fluidalen Streifung im Grenzgranitit liegt. Diese Ellipsoide, welche nicht dem Gebirgsdruck, sondern der fluidalen Zerrung kugliger Ausscheidungen ihre Form verdanken, haben sich gegenseitig mit Eindrücken versehen und waren also zur Zeit ihrer Bildung formbare Massen. Eine schalige Structur tritt kaum hervor, wennschon der Unterschied zwischen einem dunkleren Kern und einer helleren Schale meistens deutlich zu erkennen ist. Dieser dunkle Kern ist jedoch kaum dunkler als das normale Gestein selbst; die hellere Schale dagegen hebt sich deutlich ab und ist nicht selten rein weiss. Auch sind verschiedene Zonen hier und da in den Ellipsoiden angedeutet, halten aber nicht aus. Das dunkle Centrum hat die Zusammensetzung der Hauptmasse des Stockholmer Granitits und ist jedenfalls nicht basischer als dieser. Seine Grenze gegen die helle Schale ist mit seltenen Ausnahmen conform derjenigen des Gesammtellipsoids. Das Korn des Centrums ist oft etwas kleiner, als in der Hauptmasse des normalen Gesteins. Die hellere Schale ist stets sehr arm an und oft ganz frei von farbigen Gemengtheilen, ihr Korn kleiner als das des Centrums und also auch als das des normalen Gesteins. Besonders auffallend ist es, dass der Quarz der hellen Schale kleine runde Körner im Feldspath bildet. — Die Grössenverhältnisse von Centrum und Schale sind nicht constant, sie wechseln vielmehr in sehr weiten Grenzen. Am häufigsten verhält sich der Durchmesser des Gesammtellipsoids und des dunkleren Centrums wie 2:1 bis 3:1. In seltenen

Fällen ist der Kern der Ellipsoide grobkörnig bis echt pegmatitisch, oder er besteht auch wohl aus einem grossen Feldspathkrystall, um den sich eine grobkörnige Quarz-Feldspathzone legt, die dann nach aussen in die helle Schale übergeht. Ebenso kommt gelegentlich ein Kern von normalem Granitit vor. Die wenig in die Augen fallende, gelegentlich vorkommende Zonarstructur wird bald durch kleine Farbenverschiedenheiten, bald durch wechselnde Korngrösse, ungleichen Quarzgehalt, selten durch Glimmerlagen markirt. Eine radialstrahlige Structur der äusseren Schale durch nach à langgestreckte, nach M tafelförmige Feldspathe wurde nur an zwei Ellipsoiden beobachtet. Die Ellipsoide sind fest mit dem Gestein verwachsen; nur an einer Stelle zeigten die dichtgedrängten Ellipsoide eine äussere Biotithülle und liessen sich dann unter Zurücklassung einer Biotithaut im Gestein durch Hammerschlag herauslösen. — Die Ellipsoide liegen in mehreren, oberflächlich jedenfalls getrennten Bändern hinter einander unfern der Gneissgrenze. Brögger nimmt an, sie haben eine centrisch krystallisirende Schliere im Granitmagma gebildet, welche bei dessen Aufpressung in Theile zerriss, die dann der Gneissgrenzfläche entsprechend geordnet wurden. — Ein sehr ähnliches Vorkommen beobachteten Brögger und Reusch bei Montemaggiore unfern Calvi am NO. Ende von Corsica; auch hier bildete normaler Granit den Kern, sehr heller zuckerkörniger Granit fast ohne Glimmer die Schale. — Zirkel (Microscop. Petrogr. of the 40. Parallel., p. 53) erwähnt einen sehr grobkörnigen „metamorphen" Granit von Clark's Peak, Medicine Bow Range, in welchem erbsengrosse schwarze Körner, die für Magnetit gehalten werden, allenthalben von einer sehr feinkörnigen Zone aus Gemengen von Quarz, Feldspath und Muscovit umrandet werden, auf welche dann unvermittelt das sehr grobkörnige Gefüge der normalen Gesteinsgemengtheile folgt, unter denen Muscovit nicht auftritt.

Sehr verbreitet ist bei den Graniten aller Arten eine Annäherung an porphyrische Structur ohne Entwicklung einer eigentlichen Grundmasse. Dieselbe besteht darin, dass die Bildung des Quarzes in zwei Perioden sich vollzieht. Die stets nur in geringer Menge vorhandenen Quarzindividuen der ersten Periode besitzen alsdann mehr oder weniger deutliche idiomorphe Begrenzung und sind gern in grossen Feldspathindividuen, und hier gern randlich eingeschlossen. Ziemlich häufig begegnet man auch einer Wiederkehr der Orthoklas-, selten einer solchen der Plagioklasbildung.

Wo dieses der Fall ist (z. B. sehr schön an manchem Rapakiwi), da pflegt der jüngere Plagioklas den Orthoklas zu umranden, während zugleich idiomorphe Individuen desselben im Orthoklas eingeschlossen sind. — Bis zur Entwicklung einer eigentlichen Grundmasse pflegt die porphyrische Structur nur in den peripherischen Theilen der Granitmassive und in den Apophysen derselben, beziehungsweise in gangförmigen Graniten vorzuschreiten. Es entstehen dann structurelle Facies granitischer Gesteine, die man je nach der Ausbildungsform der Grundmasse als granitporphyrische, granophyrische, sphärolithische u. s. w. Facies zu bezeichnen pflegt. Die Einzelheiten dieser verschiedenen Structurformen werden an späterer Stelle zur Darstellung gelangen. Beispiele hierfür wird man an der Mehrzahl der Granitvorkommnisse beobachten können. In modellartiger Schönheit zeigt sich diese Abhängigkeit der Structur von der Grenzfläche, d. h. von den Krystallisationsverhältnissen, der Massive an dem Profile des Horter Kollen bei Lier im südöstlichen Norwegen, welches von Brögger beschrieben und abgebildet wurde, und nach Arch. Geikie's Darstellungen an den „tertiary granites" von Skye und Mull. — Wo solche Grenzfacies vollständig fehlen, wird man entweder die Grenze als eine Verwerfungsgrenze anzusehen haben, oder aber eine der Eruption vorhergehende oder sie begleitende hohe Durchwärmung der durchbrochenen Gesteine annehmen müssen, wie z. B. bei den theils über 100 m mächtigen, theils sehr schmalen Granititgängen im Gneiss des Renchthals im Schwarzwald, die trotz dieser Verschiedenheiten und bis an die Salbänder heran das gleiche Korn zeigen.

Ebenso pflegt die Ausbildung einer deutlichen Parallelstructur, welche den Graniten einen gneissartigen Habitus aufdrückt, auf die Peripherie der Granitmassive und auf Gänge und Apophysen beschränkt zu sein. Die mikroskopische Untersuchung derartiger Vorkommnisse zeigt, dass in gewissen Fällen eine solche Parallelstructur lediglich durch die Anordnung der Glimmer- oder Amphibolindividuen bedingt wird, ohne dass zugleich Feldspath und Quarz davon afficirt würden, und ohne dass sich mechanische Phänomene (Druck, Streckung) damit verbänden. Seltener wird auch der Feldspath, welcher dann stets nach M tafelartig ist, parallel angeordnet. Die Ursache dürfte also in Strömungen innerhalb des Eruptivmagmas zu suchen sein, die noch nach der Ausscheidung der eisenhaltigen Gemengtheile fortdauerten. — Ein grossartiges Beispiel hierfür liefern nach der Darstellung Lawson's

die Granitgneiss-, Hornblendegneiss- und Syenitgneissinseln im Keewatin und Coutchiching der Gegend des Rainy Lake in Canada, welche als laurentische Gneisse angesehen wurden. Ihre Parallelstructur ist eine umlaufende, d. h. sie folgt allenthalben der Grenze gegen die krystallinen und halbkrystallinen Schiefer des Keewatin und Coutchiching. Diese zeigen alle Phänomene einer intensiven Dynamometamorphose, während die sogenannten „laurentischen Gneisse" keine nennenswerthe Kataklase wahrnehmen lassen. Sie müssen also jünger sein als das Keewatin. Diese Folgerung wird bestätigt durch zahlreiche Einschlüsse der beiden Schieferabtheilungen im sogenannten Gneiss, welche meistens an der Grenze sich sehr anhäufen, aber auch fern von dieser nicht fehlen. Der Annahme Lawson's, dass diese Eruptivgneisse das umgeschmolzene Liegende der Keewatinschiefer seien, stehen die Gesetzmässigkeiten im chemischen Bestande der Eruptivgesteine entgegen.

J. W. Gregory hat jüngst in einem beachtenswerthen Aufsatz über die nicht, wie frühere Karten angaben, continuirlichen, sondern in einer Reihe isolirter Massen auftretenden „Gneisse" der Cottischen Alpen in den Thälern der Dora, des Sangonetto, des Chisone, von Angrogna, Pellice, des Giandole und Po den Nachweis versucht, dass die Parallelstructur derselben eine fluidale sei, dass sie also eigentlich Granite seien. Man möchte dem an der Hand seiner Schilderungen zwar beistimmen, wenn nicht der Reichthum und die Art der Anordnung des Muscovit, das Auftreten des Cyanit u. A. darauf hinwiesen, dass die Sache nicht ganz so einfach liegen wird. Dass jedoch diese Waldenser Gneisse ursprünglich Granite waren und ihre Parallelstructur z. Th. eine primäre sei, soll deshalb nicht bestritten werden*. — Neuerdings stellt die Grossh. Hessische geologische Landesanstalt die früher von ihr als Böllsteiner Gneisse bezeichneten Glieder des krystallinen Grundgebirges (Blatt Gross-Umstadt und Blatt Neustadt-Obernburg) als Granite dar.

In anderen Fällen ist neben der Parallelordnung der Glimmer-, Amphibol- und Feldspathmineralien zugleich eine Zertrümmerung und Streckung aller Gemengtheile einschliesslich des Quarzes wahrnehmbar. Dann ist die Parallelstructur eine secundäre und bildet

* Allerdings sagt A. Stella in dem Bericht über seine Aufnahmen im Gebiete des Orco- und Soanathales (Boll. Com. geol. d'Italia 1894 No. 4. p. 349) von der Arbeit Gregory's und den darin gegebenen Deutungen: „che la conclusione si fonda su un cumulo di osservazioni erronee, o erroneamente interpretate e rappresentate."

ein Glied jener sehr wechselvollen Reihe von Structurformen, die wir als Druckstructuren, oder nach dem Vorgange Kjerulf's als Kataklasstructuren bezeichnen wollen. Dass diese Structuren secundär und also auch metamorph sind, wird noch dadurch bestätigt, dass ausserordentlich gern die betroffenen Gesteine gewisse Mineralneubildungen (Muscovit, Sillimanit, Epidot, Zoisit, Granat u. s. w.) zeigen.

Eine gewisse Form dieser Druckstructuren giebt sich auch dem unbewaffneten Auge ebenso scharf zu erkennen, wie dem Mikroskop. Man sieht am Handstück bald in kaum erkennbaren Linien, bald in grösserer Breite das Ausgehende von Flächen, in denen eine andere Structur herrscht, als im Hauptgestein, und an denen die Spaltflächen der Feldspathe, Hornblenden und anderer Gemengtheile in auffallender Weise absetzen. Diese flächenartigen Trümer sind feinkörniger als das Hauptgestein und erweisen sich meistens als Stellen festesten Zusammenhangs, denn beim Zerschlagen der Handstücke springen gern die Scherben an ihnen ab. Wir nennen diese Flächen Quetschzonen. Sie drängen sich in manchen Graniten so, dass man an jedem Handstück deren mehrere wahrnimmt, in anderen Fällen sind sie nur spärlich vorhanden. Unter dem Mikroskope bestehen sie aus den Granitgemengtheilen, aber die Einzelindividuen sind viel kleiner und bilden ein vollkommen allotriomorphes Gemenge, in dem sich keine Spur von Altersunterschieden bemerkbar macht. Die Glimmer in dieser Quetschzone sind gern entfärbt, zu dünnsten Häutchen ausgezogen und vielfach ist Sillimanit aus ihnen hervorgegangen. Wo diese Quetschzonen durch einen grösseren Feldspathkrystall hindurchgehen, zeigen die Theile desselben, welche beiderseits der Quetschzone liegen, nicht selten eine Verschiebung gegen einander. Somit stellen diese Quetschzonen Zerreissungsflächen im Granit dar, die sich unter der Wirkung des Drucks bildeten, und an denen hin kleinere und grössere Verschiebungen der Gesteinstheile unter mehr oder weniger intensiver Zerreibung des Materials der Wandungen stattfanden. — Die zwischen den sich kreuzenden Quetschzonen liegenden und an ihnen verschobenen Gesteinsstücke lassen oft kaum Druckphänomene wahrnehmen, oder diese beschränken sich doch auf mehr oder weniger intensiv undulöse Auslöschung des Quarzes, auf gelegentliche oder häufigere Zerbrechung der Feldspathleisten und anderer grösserer Gemengtheile, auf mikroperthitische Ausscheidung des Na-Feldspaths aus dem Orthoklas, der dann nicht selten auch die Mikroklinstructur zeigt

und ähnliche Phänomene. Innerhalb der Quetschzonen sinkt das Korn oft bis zum vollständig Dichten herab und je nach der Korngrösse und relativen Menge der Componenten, sowie der damit zusammenhängenden Vertheilung des Glimmers in einzelnen Blättchen, Striemen und Flasern, oder in unkenntlich kleinen Schüppchen haben sie das Aussehen von gneissartigen, grauwackenähnlichen, quarzitischen, euritischen, phyllitischen oder ganz thonschieferartigen Gängen, und sind nicht selten für solche gehalten worden. — Diese Quetschzonen wechseln in ihren Dimensionen von kaum messbarer Breite und geringer Länge bis zu viele Meter mächtigen, langanhaltenden Gängen; bald laufen sie mehr oder weniger parallel, bald kreuzen und schneiden sie sich unter allen möglichen Winkeln, bald verlaufen sie in langgestreckten Bogenlinien und umschliessen linsenförmige Massen mehr oder weniger unveränderten Granits. Letzteres ist besonders an den Grenzen der Granitmassive zu beobachten und wird sehr anschaulich von Grubenmann am Protogin des St. Gotthard geschildert. Das Verhalten einzelner grösserer Quetschzonen und die Entwicklung der oben kurz geschilderten „Pfahlschiefer" in Graniten der Lausitz wird von Hazard, Herrmann und Klemm am Lausitzer Granit, von Beck an den kleinen Granitstöcken der Gegend von Gottleuba und Maxen in Sachsen, von Chelius am Granitit des Melibocus, von Rosiwal aus dem Balkan beschrieben. In vorzüglicher Schönheit finden sie sich in dem von Kjerulf Protogin genannten Granitit von Ilsviken bei Drontheim.

Bei dieser Form der Entwicklung ist eine Parallelstructur fast ausschliesslich durch eine locale Zertrümmerung der Gesteinsmassen ohne eigentliche Mineralneubildung entstanden. Sehr gern aber geht mit der Zertrümmerung eine Mineralneubildung Hand in Hand: aus den Feldspathen und farbigen Gemengtheilen entsteht Muscovit, Granat, Sillimanit u. s. w., so dass die Quetschzonen den Habitus von Sericitschiefern annehmen. Beiderlei Formen sind durch mannigfache Übergänge mit einander verknüpft.

In anderen Fällen sieht man in den Granitgesteinen alle Feldspathindividuen von einem schmäleren oder breiteren Saume von Feldspathkörnern derselben Art umgeben, welche man mit Sicherheit als von dem centralen Individuum abgebröckelt erkennen kann. Der Durchmesser dieser Säume und der des centralen Individuums stehen in umgekehrtem Verhältniss, so dass deren Summe gewissermaassen eine constante ist. Dasselbe Phänomen zeigt sich in den Quarzen. Adern und Trümer von Feldspath- und Quarzkörner-

aggregaten ziehen sich auch quer je durch die Feldspath- und Quarzindividuen. Die unzertrümmerten Reste dieser Mineralien zeigen in undulöser Auslöschung und anderen oben besprochenen Phänomenen die Einwirkung von Druck. Eine eigentliche Streckung ist nicht oder doch nur am Glimmer wahrnehmbar. Die Anordnung der Mineralgemengtheile ist die von grösseren oder kleineren Mauersteinen in einem körnigen Cäment. Daher nannte auch der erste Beschreiber dieser Structur, Törnebohm, dieselbe sehr bezeichnend Mörtelstructur. In einem weiteren Stadium dieser Ausbildung ordnen sich die Zertrümmerungsproducte zumal des Quarzes, dann auch des Feldspaths zu Linsen und Schnüren, welche sich zwischen die Feldspathindividuen einklemmen und sie förmlich stromartig umfliessen. Die Streckung ist dann eine sehr evidente und es entsteht eine vollendete Parallelstructur, je weiter nach und nach auch der Feldspath zu einem Aggregat kleiner eckiger Körner zermalmt und zu Flasern für sich allein oder im Gemenge mit Quarz ausgezogen wird. Es entstehen Granitfacies, die man als Augengneisse, Flasergneisse u. s. w. bezeichnen würde. Bei diesem Vorgange, von welchem verschiedene Stadien auf Taf. I Fig. 2—4 dargestellt sind, entsteht aus den Feldspathen gern ein bald grünlicher, bald gelblicher bis farbloser, talkähnlicher und fettig sich anfühlender Muscovit, die Plagioklase besonders, weniger die Orthoklase, füllen sich mit Epidot-, Zoisit- und Granat-Neubildungen und werden dadurch grünlich; — der Biotit wird zu Flatschen oder zu langgestreckten Blatt- und Schuppenreihen ausgezogen, verliert seine Farbe und füllt sich mit winzigen Titanitkörnchen, oder seltener mit Anataskryställchen, die beide dem TiO_2-Gehalt des Biotits und der mit ihm verwachsenen Eisenerze ihre Entstehung verdanken; Sillimanit in einzelnen Nädelchen oder in dichtgedrängten Strähnen heftet sich an Biotit* und liegt im Feldspath. Das ist der Zustand gestreckter Granite, den wir in den Protoginen und Protogingneissen der Alpen vor uns haben. Es bedarf nicht der Erwähnung, dass auch der Amphibol (oft in Biotit und Epidot umgewandelt), der Pyroxen, der Titanit und alle anderen Gemengtheile, welche vorhanden sind, die Wirkungen des Drucks wahrnehmen lassen.

Im Allgemeinen sind diese beiden Formen der dynamometa-

* Hibsch fand in der dynamometamorphen Gneissfacies des Elbthal-Granitits nördlich von Teschen den Granat mit Biotit, den Sillimanit mit Feldspath vergesellschaftet.

morphen Parallelstructuren im Granit gesondert und gut auseinander zu halten. Doch verfliessen sie in ihren Endformen allerdings vielfach in einander.

Diese Streckungen beschränken sich natürlich nicht auf die normalen Granitgesteine, sondern verbreiten sich auch über deren ältere basische Ausscheidungen und die jüngeren saureren Bestandmassen. Diese werden beide dann oft zu dünnen Zwischenlagen oder gestreckten Linsen ausgewalzt.

Zum Schlusse möge darauf hingewiesen werden, dass bei unpräcis ausgebildeter porphyrischer Entwicklung, wie die Tiefengesteine sie so oft randlich zeigen, zumal bei der Combination dieser mit Fluidalphänomenen Structuren entstehen können, die in der Erscheinung der Mörtelstructur sehr ähnlich sind.

Metamorphosen in und an den Graniten.

Sieht man ab von denjenigen Veränderungen, welche durch die Einwirkung der Atmosphärilien hervorgebracht worden sind, so mögen alle anderen structurellen oder stofflichen Umwandlungen, welchen ein fertiges Gestein durch Einwirkung geologischer Processe unterlag, als Metamorphosen desselben bezeichnet werden. Soweit solche Metamorphosen an die Berührung eines durchbrechenden und durchbrochenen Gesteins örtlich und causal gebunden sind, werden sie Contactmetamorphosen genannt und je nachdem sie im durchbrechenden oder durchbrochenen Gestein zur Entwicklung gelangten, mit einem zuerst von Fournet gebrauchten Ausdruck als endomorph und exomorph unterschieden.

Die Ausbildung gewisser abnormer Structuren und stofflich verschiedener Massen in den Graniten, welche im Vorhergehenden besprochen wurden, ist im gewissen Sinne auch ein metamorphes und insofern dieselbe an die peripherischen Theile der Granite gebunden erscheint, ein contactmetamorphes Phänomen*.

* Klemm beschreibt am Lausitzer Granitit lagenförmige und flasrige Structurformen als häufig, wobei bald nur die Biotitblättchen parallel gestellt sind, bald biotitarme und biotitreiche Lagen gneissartig wechseln. Er führt die Erscheinung auf das Einschmelzen von Einschlüssen der durchbrochenen Gesteine zurück und sieht darin auch ein endomorphes Contactphänomen. Gewiss mit Recht. — Frosterus schildert eingehend die theilweise bis vollständige Einschmelzung dioritischer und granitischer Massen in einer porphyrischen Facies (Feldspathporphyr) des Rapakiwi-artigen Granits auf Mosshaga und den südlich davon gelegenen Schären. Um die Einschlüsse herum hat sich vielfach eine Mischzone vom Material des Einschlusses und des Magmas gebildet.

Ebenso dürfte das Vorkommen gewisser Mineralien im Granit, die keine allgemeine Verbreitung haben, in ähnlichem Sinne aufzufassen sein; so tritt z. B. nach Beobachtungen von E. E. Schmid an dem unmittelbaren Contact des Granitits mit den Labrador-Dioriten des Ehrenbergs bei Ilmenau im ersteren der sonst durchaus fehlende Augit an die Stelle der accessorischen Hornblende desselben. — Nach Lacroix werden die im Skapolith-führenden Pyroxengneiss zwischen St. Brévin und Corsept (Loire-Inférieure) aufsetzenden Granitgänge am Contact pyroxenführend. — Linck fand, dass am Thalhorn bei Felleringen (Ober-Elsass) am Granitit an der Grenze gegen die Grauwacken an die Stelle des Biotits Häufchen von Hornblendenadeln treten. — Auch Boule beobachtete, dass der Granit des Velay im Allierthal im Contact mit Amphibolgneissen den Biotit verliert, an dessen Stelle Amphibol und Titanit treten, während zugleich der Oligoklas der herrschende Feldspath wird, d. h. es bildet sich eine dioritische Randfacies. — Nach Rüdemann hat der Granitit von der Reuth im Fichtelgebirge eine wenig Meter mächtige, feinkörnige bis dichte, sehr glimmerreiche und mit Turmalin und Apatit angereicherte Grenzzone; der Apatitgehalt steigt von 0,77 % im Hauptgestein zu 9,7 % in der Grenzzone.

Das so weit verbreitete Erscheinen des Turmalins in den randlichen Theilen von Granitmassiven und an den Salbändern von Granitgängen gehört in dieselbe Kategorie von Phänomenen. Da nun die Bildung des Turmalins mit einer an Sicherheit grenzenden Wahrscheinlichkeit auf pneumatolytische Vorgänge hinweist, wofür auch seine häufige Begleitung durch Topas und Fluorit spricht, so kann die Entstehung dieses Minerals nicht nothwendig an einen bestimmten Contact, sondern nur allgemein an das Vorhandensein von Spalten geknüpft sein, die allerdings sich naturgemäss häufiger an der Peripherie als in dem Centrum von Gesteinskörpern zeigen werden. Wo der Turmalin sich derart herrschend in einem granitischen Gestein ansiedelt, dass er ein wesentlicher Gemengtheil wird, wie in den eigentlichen Turmalingraniten und Luxullianen, da lässt sich seine secundäre Entstehung mit Sicherheit aus dem Umstande erweisen, dass er als Verdränger ursprünglicher Gemengtheile und in Pseudomorphosen nach diesen (Biotit, Feldspath) erscheint. Derartige Gesteine wären demnach wirkliche metamorphe Facies von Graniten und zwar solche einer eigenthümlichen Art, die man, um an ihre Genese zu erinnern, als pneumatolytische Facies bezeichnen könnte. Solche Luxulliane führen nicht selten auch

Zinnerze und sind thatsächlich mit den Zinngraniten durch zahlreiche Übergänge verbunden. Das Zinnerz ist ebenso wie der Turmalin nicht ein primärer Gemengtheil, sondern ein secundärer, wie dieses die bekannten Pseudomorphosen eines Gemenges von Cassiterit, Turmalin, Muscovit und Quarz nach Feldspath darthun.

Dass auch der Greisen eine metamorphe und zwar eine durch dieselben Agentien entstandene Facies granitischer Gesteine sei, beweist sein geologisches Gebundensein an und seine Übergänge in diese, seine Entwicklung von Spalten und Klüften aus, das Auftreten der gleichen abnormen Gemengtheile und die Verdrängung des Feldspaths durch dieselben oder analoge Mineralcombinationen. Der Greisen ist nicht nur ein feldspathfreier, durch accessorischen Gehalt an Topas, Fluorit, Nakrit, Cassiterit, Rutil, Lithionit, Turmalin u. s. w. charakterisirter Granit, sondern ein Granit, dessen Feldspath verdrängt ist durch Quarz, welchen die anderen Mineralien, zumal Topas, begleiten. Der ganze Process der für den Greisen charakteristischen Mineralbildungen ist nur verständlich unter Annahme von Fluor- und Bor-haltigen Exhalationen, welche auf das feste auskrystallisirte Gestein einwirkten und den Glimmer und Feldspath z. Th. unter Erhaltung ihrer Formen durch die Neubildungen Quarz, Turmalin, Topas, Fluorit, Cassiterit etc. ersetzten. Die bekannten Versuche Daubrée's zur künstlichen Darstellung der Zinnerzparagenese und mehr noch die Beobachtungen der sächsischen Landesgeologen auf Blatt Falkenstein, welche später zur Besprechung gelangen werden, bestätigen diese Auffassung*. Ebenso giebt Dalmer an, dass der Zwitter des Altenberger Granitits je die Structur der Granititmodification hat, mit der er sich berührt. Er ist mittelkörnig, feinkörnig, porphyrisch, da wo der Granitit es ist, aus dem er hervorging. Bei dunkelgrüner bis dunkelgrauer Farbe besteht der Zwitter aus Quarz, Topas, einem blass- oder bläulichgrünen, schwach Li-haltigen Kalieisenglimmer und etwas Cassiterit. Topas in Körnern und grünlicher Glimmer nehmen

* Herr Dr. A. Sauer äusserte sich gegen mich in einem Briefe d. d. Freiberg 2. VII. 85 folgendermaassen: „Was den Greisen anbetrifft, so ist dieser jedenfalls eines der merkwürdigsten Gesteine, sobald man den Standpunkt vertritt, dass er genetisch dem Granit gleichwerthig sei. Ich für meinen Theil habe (wenigstens für Sachsen) aber bis jetzt nicht diese Überzeugung gewinnen können; ein Theil der Greisen in sächsischen Graniten (so sämmtliche des Eibenstock-Neudecker Revieres) sind ganz sicher umgewandelte Granite; der Feldspath ist verschwunden und durch Quarz ersetzt."

zusammen die Stelle des ursprünglichen Feldspaths ein. Der typische Zwitter enthält 50,28 % Quarz, 12,14 Topas, 36,80 Glimmer und 0,43 Cassiterit. In diesem normalen Zwitter tritt in geringer Verbreitung eine graue Varietät ohne grünen Glimmer auf. Sie besteht aus 71,36 % Quarz, 27,21 Topas und 1,43 Zinnstein. — Auch der Zinnwalder Greisen, der neben Quarz, Lithionit, Topas und Zinnerz violetten Flussspath führt, ist auf das Innigste mit dem Granit verbunden und geht in diesen allmählig über. Auch die schwebenden, zinnerzführenden Gänge (Flötze der Bergleute) bestehen aus den Greisen-Mineralien, aber in lagenartig-symmetrischer Anordnung. — Allenthalben ist die Greisenbildung in Graniten an Klüfte gebunden.

Ein der Greisenbildung durchaus verwandtes Phänomen beschreibt DE LAUNAY als die Kaolinisirung eines Granitits aus der Forêt des Collettes bei Echassières (Gard). Der Granitit setzt in Biotitschiefer auf, der allenthalben in der Granitnähe, und nur hier, reichlich hellen Glimmer, zumal auf kleinen Spalten, führt. Granitit und Biotitschiefer werden von zahlreichen Quarzgängen durchsetzt. In unmittelbarer Nähe der Quarzgänge sind der Biotitschiefer und der Granitit stark verkieselt, letzterer unter vollständiger Erhaltung seiner Structur, so dass selbst die Zwillingsstreifen der Oligoklase noch in der Quarzpseudomorphose erkennbar sind. In etwas weiterer Entfernung ist der Granitit unter Erhaltung seiner Structur kaolinisirt und enthält Lepidolith, Türkis, Lithiophorit, Hämatit und besonders Cassiterit, der aus dem Kaolin ausgewaschen wird.

J. H. L. VOGT beobachtete, dass ein der Greisenbildung ähnlicher Vorgang in den telemarkischen Granititen (Klovereidnuten, Gaaskjärn) in der Nähe der Kupfererzgänge sich vollzieht, deren taubes Mittel Quarz ist. Der Biotit und Feldspath verschwinden aus dem Granitit und hellgrüner Muscovit tritt an ihre Stelle. Die accessorischen Gemengtheile (Apatit und Zirkon) bleiben erhalten und zu ihnen gesellt sich etwas Rutil, Flussspath, Calcit und Epidot. Cassiterit und Lithionglimmer fehlen.

Die Veränderungen, welche der Granit in den ihn umgebenden Schiefer- und Schichtgesteinen hervorgebracht hat, sind ganz ausserordentliche und gehören zu den wichtigsten geologischen Vorgängen, die man kennt. Dieselben sind ihrer Natur nach, soweit man aus den vorliegenden Erfahrungen schliessen darf, und von Ausnahmefällen abgesehen, durchaus unabhängig von der stofflichen Natur des Granits. Ja sie sind die gleichen nicht nur um die Granite

der verschiedenen Arten, sondern auch um die Syenite, Elaeolithsyenite, Diorite und Gabbro. Das Eruptivgestein kann also nicht gewirkt haben durch seine Substanz, sondern nur durch die mit seiner Intrusion nothwendig verknüpften, in den umgebenden Schiefer- und Schichtgesteinen hervorgerufenen, physikalischen Verhältnisse. Diese sind, wie leicht absehbar, die gleichen bei allen stockförmigen Tiefengesteinen. Einen ferneren Beleg für diese Auffassung liefert die Thatsache, dass die exomorphen Contacterscheinungen um Tiefengesteine durchaus nach Grad und Art die gleichen sind nach allen Richtungen um dieselben, also unabhängig von Streichen und Fall der metamorphosirten Sedimente. Dagegen sind die Contactproducte um die Tiefengesteine substantiell durchaus verschieden je nach dem Material, welches der Metamorphose unterlag, also andere in Thonschiefern, als in Kalken oder Sandsteinen u. s. w. Man kann es also als ein Gesetz aussprechen, dass bei der Contactmetamorphose um Tiefengesteine das Eruptivgestein nur physikalisch und im Allgemeinen nicht durch Stoffabgabe chemisch wirkte. Die chemische Untersuchung der Contactgebilde in den verschiedenen Stadien der Umwandlung hat ergeben, dass abgesehen von der Abnahme flüchtiger Stoffe, wie Wasser und organische Substanz, eine Stoffveränderung nicht stattgefunden hat. Der ganze Process ist also wesentlich eine molekulare Umlagerung, zu welcher das Eruptivgestein durch die zunächst von ihm herrührenden Temperatur- und Druckbedingungen den Anstoss, das Sediment das Material lieferte. Es ergiebt sich daraus direct, dass der Grad der Umwandlung eines Sediments in einer gewissen Beziehung zu der Entfernung vom Eruptivgestein und der individuellen Umwandlungsfähigkeit des Sediments stehen, dass die Grenze zwischen Eruptiv- und Sedimentgestein in ihrer Schärfe erhalten bleiben muss, und dass die Stärke der Umwandlung mit der Entfernung vom Eruptivgestein stetig abnehmen muss.

Die Structur und Zusammensetzung der Contactgebilde an Graniten mögen dementsprechend nach der Natur der umgewandelten Schiefer- und Sedimentgesteine besprochen werden.

Ob die Gneisse und andere krystalline Schiefer von granitischen Einlagerungen nach Structur und Zusammensetzung der Regel nach und in bemerkenswerther Weise beeinflusst werden, dürfte noch nicht mit voller Sicherheit entschieden sein. A. Michel-Lévy giebt an, dass die Gneisszonen im Morvan von Granititen, in denen auch Schollen und kleinere Fragmente von

Gneiss eingeschlossen sind, durchbrochen werden. Gneiss und Granitit werden ihrerseits beide von (?) eigentlichem Granit („Granulite") in Massiven, mächtigen und schmalen Gängen durchsetzt. Wo die eruptiven Granite gangartig im Gneiss erscheinen, ist die Grenze beider Gesteine eine scharfe und unvermittelte; wo dagegen grössere Massive der Eruptivgesteine sich mit dem Gneiss berühren oder wo lagerartig „Granulite" und Gneisse wechseln, da bilden sich zwischen beiden Übergangszonen, deren Gesteinsmaterial als Gneiss granitique oder Granite gneissique und als Gneiss granulitique bezeichnet werden. Für den Gneissgranit wird es als charakteristisch angegeben, dass seine Structur zwischen derjenigen des Granits und Gneisses schwankt, dass neben den normalen Gemengtheilen des Gesteins, Biotit, Titanit, Apatit, Oligoklas, Orthoklas und Quartz granitoide (letzterer als Kitt der übrigen Componenten) auch Quartz de corrosion, d. h. Quarz in rundlichen, von Feldspath eingehüllten Körnern als Neubildung auftritt. — Ebenso entsteht der im Gegensatz zum Gneiss granitique stets die Gneissstructur bewahrende Gneiss granulitique aus dem Gneiss unter Einwirkung des „granulite". Es findet hier nach Michel-Lévy oft geradezu eine Durchdringung beider Gesteine statt, so dass sich Granitmasse in feinsten Adern und Blättchen zwischen die glimmerigen Schichtfugen des Gneisses legt. Dabei findet auch hier Mineralneubildung statt, und zwar entstehen Feldspath (z. Th. Mikroklin) in grossen Krystallen, heller Glimmer und Quarz in körnigen Aggregaten und als Quartz de corrosion, sowie sehr häufig Sillimanit, zum Theil auf Kosten des Biotit und Feldspath des ursprünglichen Gneisses, zum Theil durch Stoffzufuhr aus dem eruptiven „Granulite". Er nimmt zur Erklärung an, dass das ältere Gestein, chemisch ähnlich dem jüngeren Eruptivgebilde, auf eine gewisse Entfernung hin von den, nach Auffassung der französischen Petrographen bei der Bildung der Quarz-Orthoklas-Gesteine nothwendigen und in diesen vorhandenen, agents minéralisateurs durchtränkt und gelöst wurde. Bei der darauf folgenden Neukrystallisation müsse dann Zusammensetzung und Structur analog derjenigen der jüngeren Gemengtheile des letzterumpirenden Gesteins werden. — Ähnliche Gedanken spricht bekanntlich Joh. Lehmann bezüglich der Durchtränkung von krystallinen Schiefern mit Granitmaterial in seinen Granulitstudien aus und Duparc mit seinen Schülern vertritt sie bezüglich der Verhältnisse zwischen dem Granit und Gneiss des Montblanc-Gebietes. — Dass die hauptsächlichen hier dargestellten Verhält-

nisse auch eine andere und zwar wahrscheinlichere Auffassung zulassen, ergiebt sich aus früher Gesagtem.

Für die Beeinflussung von krystallinen Schiefern durch Granite sind noch einige andere Beobachtungen zu erwähnen. R. Beck schreibt den Andalusitgehalt gewisser Gneisse, welche bei Hohendorf und Bärendorf schollenartig dem fichtelgebirgischen Granit aufgelagert sind, und welche ihrerseits Lager von egeranführendem Augitschiefer umschliessen, einer Contactwirkung des Granits zu. Der von Sillimanit, Turmalin und Rutil begleitete Andalusit bildet theils unregelmässige Körner, theils bis zu 2 cm lange Leisten und häuft sich zumal in unmittelbarer Granitnähe derart an, dass er den Hauptgemengtheil des Gesteins darstellt. — Ebenso fand Beck, dass in unmittelbarer Nähe der in diesen Gesteinen aufsetzenden Gänge von turmalinführenden Pegmatiten der Gneiss auffällig mit Turmalin angereichert sei. Auch Hazard fand Andalusit oder dessen Umwandlungsproduct Glimmer in der Andalusitform als Knoten im Gneiss an der Grenze gegen den Syenit bei Berbisdorf unfern Moritzburg in Sachsen. — Wiik beobachtete an Einschlüssen von Hornblendegneiss im rothen Gneissgranit im Kirchspiel Hensinge in Finland, dass deren dunkelgrüne Hornblende am Contact in hellgrüne Hornblende (Pargasit) und Biotit, oder in helle Hornblende und Chlorit, oder in Chlorit und Epidot, oder endlich in Biotit nebst Granat oder Cordierit umgewandelt war.

Schalch beobachtete bei der Aufnahme der krystallinen Schieferformation des Blattes Schwarzenberg im Erzgebirge, dass nur die hellen Glimmerschiefer und deren granatführende, hie und da wohl auch die etwas feldspathhaltigen Varietäten von dem Granit beeinflusst wurden. Dieselben nehmen mit Annäherung an den Granit ein mehr und mehr schuppiges, in der unmittelbaren Umgebung desselben ein cornubianitartiges Gefüge an und führen mit zunehmender Annäherung an den Granit mehr und mehr Biotit in hexagonalen Blättchen und Andalusit, welche beide dem unveränderten Gestein gänzlich fehlen*. Auch Turmalin stellt sich local in bedeutender Menge ein. Hier lässt sich der Vorgang der Contactmetamorphose kaum als eine blosse Molekular-Umlagerung auffassen, vielmehr führt die Vergleichung der mineralogischen Zusammensetzung des unveränderten und metamorphosirten Gesteins

* Ganz analoges Verhalten der Muscovitschiefer am Granitcontact beschreibt W. Müller vom Schneekoppengipfel im Riesengebirge (Z. D. G. G. 1891. XLIII. 730).

nothwendig zur Annahme einer stofflichen Beeinflussung desselben, die dann auch durch die allerdings in beschränkter Weise ausgeführte chemische Untersuchung bestätigt wird. Auffallend könnte bei diesem Verhältniss das Fehlen der Feldspathbildung scheinen; dasselbe ist jedoch allenthalben dort zu constatiren, wo eine reichliche Bildung von fluor- und borhaltigen Mineralien stattgefunden hat.

A. Lacroix beschreibt (Bull. Soc. min. Fr. 1889. XII. 117) einen Contact von „granulite" mit „gneiss pyroxénique à Wernerite" (d. h. dichten Pyroxen-Skapolithfels bei Rosloup unfern St. Brévin zwischen Nantes und St. Nazaire und giebt an, dass der Skapolith (Dipyr) an der Grenze durch Oligoklas ersetzt werde und so ein allmähliger Übergang in den granulite stattfinde. In dem granulite, der nur aus Orthoklas und Quarz in pegmatitischem Gefüge besteht, verschwindet der Orthoklas bis auf 30 m von dem Contact und wird durch Oligoklas ersetzt, zu welchem sich Malakolith und Titanit gesellen.

Am genauesten sind bis dahin die Contactmetamorphosen von Thonschiefern und Kalken an Tiefengesteinen studirt und beschrieben worden. So mannichfach die Erscheinungen je nach der chemischen Constitution des metamorphosirten Sediments im Einzelnen sind, so zeigen doch alle Granit-Schiefer-Contactzonen gewisse gemeinschaftliche und wesentliche Charaktere. Bei einer vollständig und normal ausgebildeten Schiefer-Contactzone am Granit verläuft die Umwandlung des Schiefers in aufsteigender Linie etwa folgendermaassen. — Als erstes deutlich erkennbares Anzeichen einer Veränderung erscheinen in den sonst unveränderten Schiefern kleine knotenähnliche, anscheinend concretionäre Körperchen, welche sich als etwas Fremdartiges von der Schiefermasse abheben. Bei fernerer Annäherung nehmen diese Knötchen an Menge und Dimensionen zu, während gleichzeitig auch die Schiefermasse selbst in deutlicherem Schimmer auf den Spaltflächen eine Zunahme der Krystallinität, oft verbunden mit abnehmender Fissilität, wahrnehmen lässt. Allmählig erkennt man deutlich Glimmerblättchen in der Schiefermasse nebst Quarzkörnchen und der ganze Habitus nähert sich dem der Glimmerschiefer. In diesem Stadium pflegen die Knoten immer mehr zurückzutreten; ihre Grenzen gegen die Gesteinsmasse werden unscharf und man erhält den Eindruck, als würden die Knötchen gewissermaassen resorbirt. Bei noch weiterer Annäherung an den Granit verschwinden die Knötchen allmählig ganz und aus dem Schiefer wird ein durch und durch krystallines

Gestein, in welchem auch die schiefrige Structur oft durchaus unkenntlich geworden ist.

Es lassen sich danach in der Schiefer-Granit-Contactzone bei vollständiger Ausbildung drei Partialzonen unterscheiden, welche sich in der Reihenfolge von aussen nach innen etwa folgendermaassen unterscheiden und charakterisiren:

1) Zone der Knotenthonschiefer; in unveränderter Schiefermasse liegen die knotenartigen Körperchen.
2) Zone der Knotenglimmerschiefer; die Knötchen liegen in einer krystallin veränderten Schiefermasse.
3) Zone der Hornfelse und der schiefrigen Hornfelse. Die Schiefer sind durch und durch krystallin geworden und die Knötchen daraus verschwunden; die schiefrige Structur ist entweder verloren gegangen (Hornfels) oder sie blieb erhalten, wenn auch in weniger vollkommener Weise (schiefrige Hornfelse).

Diese Partialzonen sind natürlich nicht scharf von einander unterschieden, sondern sie verfliessen in einander in der innigsten Weise; auch sind keineswegs bei allen Contactzonen alle die Stadien zur Ausbildung gelangt, sondern es fehlt oft ein oder das andere Glied. Nur gegen den Granit hin sind die Grenzen scharf und nirgends zeigt sich ein Übergang aus den höchst potenzirten Veränderungsproducten in das massige Gestein, während umgekehrt vom normalen Schiefer zum Hornfels nirgends eine scharfe Grenze, sondern allenthalben eine allmählige Entwicklung wahrnehmbar ist. Nur ist diese Entwicklung nicht als ein Auseinander, sondern im Sinne des Nebeneinander zu verstehen, denn man würde offenbar sich eine falsche Vorstellung von dem Gange einer Contactmetamorphose machen, wenn man annehmen wollte, dass auch die höchst potenzirten Producte derselben in früheren Stadien einmal die Stufen des Knotenthon- und Knotenglimmerschiefers durchlaufen hätten. Vielmehr wird die Sache derart aufzufassen sein, dass die metamorphosirende Kraft des Granits im unmittelbaren Contact aus dem normalen Thonschiefer Hornfelse, in weiterer Entfernung Knotenglimmerschiefer und in noch weiteren Abständen nur Knotenthonschiefer zu machen vermochte.

Bei aller Analogie in der formellen Entwicklung der Schiefercontactzonen an den verschiedensten Granitmassiven hat doch eine jede ihren individuellen Charakter und zeigt eine Reihe von Eigenthümlichkeiten, die den anderen nicht eignen. Es würde den

Zwecken dieses Buches nicht entsprechen, eine specielle Beschreibung der einzelnen, bis dahin genauer untersuchten Contactzonen zu geben. Für solche Details muss auf die zu Anfang dieses Capitels citirten Arbeiten verwiesen werden. Hier können nur in gedrängter Form die wesentlichsten und allgemeinsten Züge zur Darstellung gebracht werden.

In der Zone der Knotenthonschiefer pflegen ebenso wenig mikroskopisch, wie makroskopisch Veränderungen in dem mineralogischen Bestande der (an verschiedenen Orten sehr verschieden zusammengesetzten) Schiefer und ihrer Structur wahrnehmbar zu sein. Höchstens bemerkt man hie und da eine Umwandlung des im ganz normalen Schiefer vorhandenen Eisenglanzes zu Magnetit und ziemlich allgemein eine grössere Helligkeit der Schiefermasse, welche auf eine Veränderung in dem Pigmente derselben schliessen lässt*. Was nun die Knötchen anbetrifft, so sind diese in den meisten Fällen substantiell nicht vom Schiefer verschieden, sondern bestehen aus denselben Gesteinselementen in der gleichen relativen Menge und der gleichen Anordnung, wie im Schiefer. Nur sind sie dunkler als die Schiefermasse und verdanken ihre Entstehung lediglich einer localen Anhäufung des vorher im Gestein allgemein vertheilten Pigmentes. — In selteneren Fällen erscheinen entweder mit Ausschluss der durch Pigmentanhäufung entstandenen Knoten oder auch neben diesen Krystallbildungen, welche bald einen höheren oder geringeren Grad von Idiomorphismus zeigen, bald ohne gesetzmässige äussere Begrenzung selbst Knoten-, auch mehr Flecken- und Garbenform annehmen. Besonders häufig tritt in idiomorpher Begrenzung der Chiastolith auf, zumal in Quarz- und Kohle-reichen Schiefern, die sich dann oft nicht über dieses Stadium hinaus entwickeln (Bretagne, Skiddaw im Lakedistrict in Nordengland, Erlenthal bei Barr im Elsass, Fichtelgebirge u. a. O.). — In anderen Fällen bestehen diese Knoten aus angenähert idiomorphem Cordierit, der vielfach in Pinit umgewandelt ist und nicht selten die Penetrations-Zwillingsbildung zeigt, z. B. nach Klemm im Chiastolithschiefer vom Dubringer Berge (Section Königswartha, Sachsen), nach Hussak bei Tirpersdorf in Sachsen u. a. O. — Auch Mineralien

* Rüdemann beobachtete in der Contactzone von Reuth im Fichtelgebirge und Barrois in den Pyrenäen eine Schwärzung der kohlehaltigen Schiefer als Anfang der Contactwirkung und ersterer erklärt diese Schwärzung durch den Übergang der Eisenerze in Magnetit und die beginnende Umwandlung des kohligen Pigmentes in Graphit.

der Skapolithgruppe erscheinen in dieser Form in der Contactzone von Kirchberg, nach Hussak bei Långban in Schweden. — Endlich giebt es Knoten, Flecken und Garben, die aus Glimmer-Anhäufungen bestehen, die in manchen Fällen Biotit, in anderen Muscovit sind, der vielleicht an manchen Orten, wie Hibsch für die Knotenschiefer des Elbthals, nördl. von Tetschen, vermuthet, pseudomorph nach Cordierit ist. Biotit-Garben erwähnt u. a. Rüdemann von Reuth, Kikuchi von Japan, Harker und Marr vom Contact des Shap-Granitit. In der eigentlichen Gesteinsmasse fehlt dann der Biotit oder er ist sehr spärlich. Für die in den Knoten auftretenden Mineralien ist es allenthalben charakteristisch, dass sie die Gemengtheile der Schiefer oder ihre Umwandlungsproducte (Graphit statt Kohle) in grosser Zahl als Einschlüsse führen.

Im Elbthal bei Tetschen unterscheidet Hibsch von den Knotenschiefern noch die Fleckschiefer, deren flachscheibenförmige, glänzende Flecken aus Chloritschüppchen und Quarz bestehen.

Beim Eintritt in die Zone der Knotenglimmerschiefer, der wechselreichsten Partialzone der Granit-Schiefer-Contactringe, bemerkt man sofort eine sich stetig steigernde Neubildung von Glimmer und Quarz und eine gröbere Entwicklung des Kornes in der Schiefermasse; dabei verschwinden gleichzeitig die wasserreichen Silikate des normalen Schiefers (Chlorit u. dergl.), wo diese vorhanden waren, und es treten eine Reihe mehr accessorischer Mineralneubildungen auf. An die Stelle des Chlorits oder ähnlicher Körper tritt der Magnesiaglimmer in meistens schön chokoladebraunen, selten grünen Blättchen, Scheiben und Lappen ohne idiomorphe Begrenzung. Das Pigment der Schiefer, wenn es organischer Natur war, scheint an Menge abzunehmen und findet sich nicht mehr in gleichmässiger Vertheilung, sondern in grössere aber spärlichere Massen zusammengeballt. Unter den Neubildungen erscheint an manchen Localitäten besonders gern der Staurolith in einfachen Kryställchen und in Zwillingen, die oft nur durch ihr pleochroitisches Verhalten als solche erkannt werden können. — Die Knoten sind in diesem Stadium der Contactmetamorphose identisch mit denen in den Knotenthonschiefern. Da aber nun eine krystalline Entwicklung der allgemeinen Schiefermasse begonnen hat, so stellen jetzt die Knoten stark pigmentirte und in der krystallinen Entwicklung zurückgebliebene Theile der normalen Schiefermasse dar. Die Vertheilung des Pigments ist hier wie dort in den Knoten eine ziemlich wechselnde; bald ist dasselbe central angehäuft, bald

unregelmässig darin vertheilt, bald bildet es um dieselben einen schmaleren oder breiteren Ring, oder es erscheinen auch wohl mehrere solcher Ringe. Bei weiterer Annäherung an den Granit innerhalb der Zone der Knotenglimmerschiefer werden aber auch die Knoten von der allgemeinen krystallinen Entwicklung ergriffen; es entstehen in ihnen dieselben mineralogischen Neubildungen, wie in der Schiefergrundmasse und auch in der Korngrösse holen sie diese bald ein. Dabei ist die locale Pigmentanhäufung eine immer weniger ausgesprochene und so verschwinden sie mehr und mehr aus den metamorphen Gesteinen, so dass sich allmählig der Übergang in die innerste Contactzone, diejenige der Hornfelse, vollzieht. Das Pigment der Knoten in den besprochenen Entwicklungsstadien ist bald organisch (Kohle, z. Th. Graphit), bald metallisch, und scheint dann vorwiegend in Eisenverbindungen zu bestehen. — Auch in diesem Stadium kann statt der Knotenbildung oder zugleich mit derselben die Entwicklung sogenannter Contactmineralien, wie des Chiastoliths, des Cordierits, des Feldspaths oder des Skapoliths nebenhergehen. Oft bemerkt man, dass, während in der metamorphen Hauptmasse der Schiefer die Glimmermineralien regellos durcheinander liegen, so dass nothwendig eine Abnahme der Fissilität im Gesteine eintreten muss, die Glimmerneubildungen in den allmählig verschwindenden Knoten sich parallel legen. Dann kann man bei schwachen Vergrösserungen solche Knoten leicht für ein homogenes Mineral halten, da natürlich in Folge der parallelen Anordnung zwischen gekreuzten Nicols durch das ganze Gebilde hin die Auslöschung sehr nahezu in demselben Azimuth stattfinden muss (Contactzone von Kirchberg im Erzgebirge). — Neben den in allen Knotenglimmerschiefern erscheinenden Mineralien Quarz, farbloser Glimmer und grüner oder brauner Glimmer, die als wesentlich zu betrachten sind, und dem gelegentlich vorkommenden Staurolith und den Eisenerzen, treten mehr in localer Vereinzelung auch Cordierit, Granat, Feldspath, Turmalin und Andalusit, wohl auch Spinell auf. — In der Contactzone des Shap-Granitits beobachteten Harker und Marr die Umbildung der Thonschiefernädelchen zu Anatas am Wasdale Beck. Häufiger tritt Rutil in grösseren Körnern und kurzen gedrungenen Säulen, im Müglitzthale in Sachsen, NO. der Jonas-Mühle, auch Brookit auf (Beck).

Mancher Contactzone fehlt die Knotenbildung vollständig, so im Christiania-Gebiet nach Brögger, in der Hidaka-Kette in Japan nach Jimbo.

Die innerste Partialzone der Schiefer-Contactringe, die Zone der Hornfelse, ist nicht bei allen Vorkommnissen zur Ausbildung gelangt. Sie charakterisirt sich bei typischer Entwicklung durch das Fehlen jeglicher schiefrigen Structur in den Contactproducten, deren mineralogische Zusammensetzung eine sehr variable ist. Als die constantesten Mineralien, die wohl allenthalben, wenn auch in wechselnden Mengenverhältnissen wiederkehren, kann man den Quarz, den braunen, selten grünen Magnesiaglimmer und den Magnetit bezeichnen. Die Structur solcher Hornfelse ist bald eine richtungslos körnige, bald lassen sich Spuren der alten Schieferstructur mehr oder weniger deutlich nachweisen. Die Begrenzung der sämmtlichen Gemengtheile, wenn man von dem in allen Schiefern in geringer Menge vorhandenen Rutil und Turmalin absieht, ist eine durchaus allotriomorphe und sehr charakteristisch ist die gegenseitige Durchdringung der einzelnen Gemengtheile zumal des Quarzes und Glimmers. Idiomorph oder doch annähernd idiomorph pflegen nur gewisse, für bestimmte Localitäten charakteristische und vorzugsweise als Contactmineralien bezeichnete Gemengtheile aufzutreten.

Besonders verbreitet ist unter diesen der Andalusit, nach welchem man dann die denselben führenden Hornfelse Andalusithornfelse benennt. Solche kommen in vorzüglicher Schönheit in den Contacthöfen der Granite von Barr-Andlau und Hohwald in den Vogesen, in denen von Schneeberg, Kirchberg und anderen Orten des Erzgebirges, am Hennberge bei Weitisberga (hier wie auch sonst wohl spinellhaltig), bei Strehla unfern Riesa, in den Wicklow Mountains in Irland nach v. Lasaulx, in Cornwall, im nördlichen Frankreich nach Barrois, im Morvan nach Michel-Lévy, in der Provinz Oran in Algier nach Bleicher, in Victoria, Australien, nach Howitt, und zahlreichen anderen Localitäten vor. Allenthalben bestehen die unveränderten Schiefer, die zu Andalusithornfelsen sich entwickeln, aus Quarz, reichlichem Muscovit (Sericit) oder Kaolin und Chlorit, sowie Eisenerzen als wesentlichen Gemengtheilen. Von diesen bleibt keiner unverändert zurück, vielmehr findet eine völlige Umkrystallisation statt, bei welcher der Chlorit das Material zur Biotitbildung, der Muscovit oder Kaolin dasjenige zur Andalusitbildung zu liefern scheint. Selbst der Quarz ist vollkommen umkrystallisirt und besitzt andere Formen und andere Einschlüsse als im normalen Schiefergestein. Auch der Grad der ursprünglichen Krystallinität der Schiefer und ihr geologisches Alter scheint ohne

jeden Einfluss auf den Gang der Metamorphose. — In geringer Menge dürfte der Andalusit in den meisten Schieferhornfelsen vorhanden sein.

Eine andere, wie es scheint, weit weniger verbreitete Gruppe von Schieferhornfelsen stellen die Feldspathhornfelse vor. Allerdings wird der Feldspath, zumal Orthoklas, sehr vielfach in der älteren Literatur als in solchen Gesteinen auftretend angegeben. Doch wurde vor Benutzung des Mikroskops und gelegentlich auch später der Andalusit für Orthoklas gehalten. Die ersten typischen Feldspathhornfelse beschrieb Brögger aus der Contactzone von Christiania. Er beobachtete die Neubildung von Feldspath nicht nur in den Kalksilikathornfelsen der Stinkkalkellipsoide des Alaunschiefers und in den Schieferhornfelsen des Ceratopygenkalkes 3aγ, sondern auch in denen des Expansusschiefers 3cβ und des Ogygiaschiefers 4aα. Bemerkenswertherweise ist der Feldspath ganz vorwiegend Plagioklas*. Auch früher war Feldspathbildung bereits in der allerunmittelbarsten Nähe der Granite in Schieferhornfelsen beobachtet worden, so am Cap der guten Hoffnung, am Sperberbächel bei Hohwald, in der Hölle bei Nieder-Crinitz; hier konnte man denselben (es war auch hier vorwiegend Plagioklas) auf eine stoffliche Beeinflussung durch den Granit zurückführen. In geringerer Menge und nicht als charakteristischen Bestandtheil fand ihn Barrois in den asturischen, Müller in den Contactzonen von Weitisberga. Die Angabe von Allport über Feldspath in den Hornfelsen der untersilurischen Schiefer von Enniscorthy, Grafschaft Wexford in Irland, scheint nicht durchaus zuverlässig. — Einen typischen Feldspathhornfels mit Orthoklas-Einsprenglingen in Karlsbader Zwillingen beschreibt Barrois von Plouguernevel aus der Contactzone des Granits von Rostrenen.

In anderen Hornfelsen gesellt sich zu dem normalen Quarz-Biotitbestande in ähnlicher Rolle, wie sie oben dem Andalusit und Feldspath zugeschrieben wurde, der Granat (Ramberg am Harz, in den Hornfelsen der silurischen Schiefer von Angers am Granität von Rostrenen, Côtes du Nord), der Cordierit, meistens begleitet von Sillimanit (mehrfach in den unterelsässischen Contacthöfen), ein grüner Amphibol (Münsterthal im Oberelsass), Calcit (im Müglitzthal in Sachsen), ein grüner Pyroxen (Rebstall bei Barr).

---

* Ebenso beschreibt H. H. Reusch sehr feldspathreiche, porphyroidische Contactproducte silurischer Schiefer am Granit von Grefsenaas bei Christiania.

Sehr verbreitet ist eine Gruppe von Schieferhornfelsen, die man insofern als normale bezeichnen könnte, als sie keinen Nebengemengtheil enthalten, sondern wesentlich aus Quarz und braunem Glimmer nebst den allverbreiteten Eisenerzen, kohligen Substanzen und Turmalin bestehen. Solche sind z. B. in der Rambergcontactzone im Harz, im Müglitzthal in Sachsen, am Stumpfen Kopf am südlichen Gehänge des unteren Münsterthales im Oberelsass besonders typisch ausgebildet. Nicht selten tritt in diesen neben dem braunen Glimmer ein farbloser oder grünlicher Glimmer auf.

Das in den unveränderten Schiefern zumeist als Limonit enthaltene Eisenerz wird in den Hornfelsen zu Eisenglanz in metallischen oder in rothdurchsichtigen Blättchen, zu Magnetit oder zu Ilmenit. Ist letzteres der Fall, so pflegt der Rutil der unveränderten Schiefer in den Hornfelsen verschwunden zu sein. — Die kohlige Substanz des normalen Sediments concentrirt sich in den Hornfelsen zu scheiben- und klümpchenähnlichen Massen, auch wohl zu hexagonalen Blättchen vom Habitus des Graphit, welche dann mit Vorliebe in den Andalusiten, Chiastolithen, Granaten, Cordieriten und Quarzen eingeschlossen sind und diese Mineralien zumal im Centrum oft vollständig trüben. Dass hier wirklich Graphit vorliegt, wurde von Beck und Luzi durch chemische Untersuchung der isolirten Substanz aus Chiastolithschiefer von Burkardtswalde und aus Quarzit von Röhrsdorf in Sachsen theils sicher bewiesen, theils sehr wahrscheinlich gemacht. — In der Literatur dürfte hier und da der hexagonalbegrenzte Graphit mit Ilmenit verwechselt worden sein, wenn ich die Beschreibungen richtig verstehe. — Flüchtige organische Substanz bleibt in der unmittelbaren Umgebung von Einschlüssen in den genannten Mineralien und im Glimmer gelegentlich erhalten und bedingt um diese herum die 3. Aufl. Bd. I. p. 209 beschriebenen pleochroitischen Höfe.

Nicht allenthalben schliessen die Contacthöfe nach innen mit vollkommen massigen Hornfelsen ab, sondern an manchen Orten bewahren auch die höchst veränderten Schiefer ihre blättrige Structur, wenngleich sie die mineralogische Zusammensetzung der massigen Hornfelse theilen. Solche Gesteine (Pyrenäen, Cumberland, Erzgebirge, Harz u. s. w.) sind dann oft als Glimmerschiefer oder Gneisse, in Frankreich als Leptynolithe bezeichnet worden. Naumann betonte bereits, dass sie mit den echten Gneissen geologisch nicht identificirt werden dürften und nannte sie wegen ihrer Beziehung zu Fruchtschiefern Fruchtgneisse, Cornubianitgneisse.

In den Publicationen der geologischen Landesanstalt von Sachsen heissen sie Quarzbiotitfelse, Quarzmuscovitfelse mit und ohne Feldspath, Andalusitglimmerfelse u. s. w. Man wird sie wegen ihrer mineralogischen und genetischen Identität mit den Schieferhornfelsen wohl am besten schiefrige Hornfelse nennen. Auch in ihnen ist das für Feldspath gehaltene rothe Mineral nicht selten Andalusit. Es ist für diese schiefrigen Hornfelse charakteristisch, dass sie fast stets in bedeutenden Mengen einen farblosen Glimmer führen, der in den massigen Hornfelsen nicht selten vollständig fehlt. Daher ihre grosse Ähnlichkeit mit manchen Glimmerschiefern und die häufige Verwechslung mit diesen. Eine andere, gerade bei diesen schiefrigen Hornfelsen oft am unmittelbaren Contact mit den Graniten zu constatirende Thatsache ist es, dass dieselben sich fächerförmig aufblättern, so dass zwischen die Schieferblätter sich Granitsubstanz einzwängt. Es entsteht dann auf geringe Entfernung hin (2—3 Zoll) gewissermaassen eine Mischung von Granit und Schiefer, wobei bald die beiden Gesteine in oft nur papierdicken Lagen wechsellagern, bald die Theilchen und Gemengtheile des förmlich zerspritzten schiefrigen Hornfels im Granit schwimmen (St. Léon, Allier, nach Michel-Lévy, Andlau im Unterelsass).

Was nun die Veränderung von Kalken im Contact mit Graniten anbetrifft, so ist es eine bekannte Thatsache, dass dieselben oft zu Marmor bald mit, bald ohne Contactmineralien werden. Unter den letzteren haben Wollastonit, Granat, Epidot, Malakolith und Vesuvian wohl die weiteste Verbreitung. Solche Vorkommnisse beschrieb G. vom Rath z. B. von Colombaja auf Elba und von Catanzaro in Calabrien. Seltener tritt ein Skapolith-Mineral in Kalken als Contactbildung auf; so hat z. B. die mit Granitporphyrgängen und Nevaditen in naher Beziehung stehende tertiäre kleine Granitkuppe von Bottro dei marmi in den Maremmen, welche Lotti geologisch untersucht und Dalmer petrographisch beschrieben hat, die Liaskalke in körnigen Kalk mit Couzeranit umgewandelt.

Nach den Mittheilungen von Kemp und Hollick geben die durch ihren Chondrodit bekannten körnigen Kalke von Warwick, Orange Co., N. Y., in ihrem Contact mit den orthitreichen, dioritischen Amphibolgranititen von Mounts Adam und Eva Veranlassung zur Bildung eines aus grünem Augit und Skapolith nebst Titanit gemengten Gesteins von granitoidem Aussehen, von welchem sie es fraglich lassen, ob es aus dem Amphibolgranitit oder dem Kalk hervorgegangen ist. Der körnige Kalk reichert sich mit Silikaten

an, die entweder allgemein vertheilt oder knäuelartig gehäuft auftreten. Es sind bräunlichgrüne Hornblende, dunkelbrauner Glimmer, hellgrüner Augit, Titanit, etwas Skapolith und Pyrit. Chondrodit, und mit ihm Spinell erscheinen stellenweise massenhaft, mit ihnen wohl auch Flussspath. Ebenso gehören hierher der Sussexit, Vesuvian, Turmalin und Korund. Das Granitgestein ist mit Pyroxen angereichert bis zu 15′ vom Contact. Dieselben Erscheinungen treten in der Fortsetzung der beschriebenen Formationen in N. Y. auf, wo sie von F. L. Nason (Annual Report State Geologist of N. Y. 1890. 32) beschrieben wurden. Eine andere Art der Contactmetamorphose von untergeordneten Kalkmassen in Schiefern machte Lossen aus den Harzer Contactzonen am Granit bekannt. Sie besteht in einer vollständigen Ersetzung der Kohlensäure durch Kieselsäure. Es bilden sich die sogenannten Kalksilikathornfelse, welche meistens sehr mikrokrystalline und schwer zu bestimmende Gemenge von Granat, Vesuvian, Malakolith, Strahlstein und Tremolit, Wollastonit, gelegentlich mit Spinell und etwas Titanit, oft mit Epidot und Zoisit, selten mit Plagioklas und Quarz, auch wohl mit farblosem Glimmer darstellen. In geringen Mengen erscheinen solche Kalksilikathornfelse auch in den Contactzonen des Unterelsass. — Brögger beobachtete und beschrieb meisterhaft beide Vorgänge, sowohl die Marmorisirung mit und ohne Contactmineralien, wie die Kalksilikathornfelsbildung an den kalkigen Schichtengliedern der unteren Etagen (2 und 3) des Christiania-Silurs an dem Granitit dieses Gebiets. — Die Kalksteine sind überaus umwandlungsfähig, erreichen daher, sobald sie von der Metamorphose überhaupt ergriffen werden, sofort die höchste Stufe der Umwandlung und zeigen demnach nicht, wie die Thonschiefer, eine mit der Annäherung an den Granit stetig zunehmende Intensität der krystallinen Entwicklung. — St. Traverso beschreibt als eine contactmetamorphe Linse in den Quarz-Chloritschiefern von Genna Didu in Sardinien (Associazione di minerali di contatto nella miniera di Giovanni Bonu in Sardegna. Genova. 1873) die Combination Magnetit, Pyroxen, Granat, Anorthit, Labradorit, Saussurit, Sillimanit, Calcit, Epidot, Quarz und Chlorit und erinnert an Kalksilikathornfelse.

Die Contactphänomene von Sandsteinen an Graniten hat Ch. Barrois eingehend an dem bretonischen weissen, untersilurischen Scolithen-Sandstein in der Umgebung der Granite von Guéméné (Morbihan) und von Rostrenen (Côtes du Nord) studirt. Dieser

Sandstein besteht in unverändertem Zustande aus 0,1—0,12 mm grossen, rundlichen oder eckigen Quarzkörnern, welche von einem sericitischen Muscovit verkittet werden, und accessorisch Zirkon und Rutil führen. In der Granitnähe verlieren diese Sandsteine ihren Sericit mehr oder weniger vollständig, an seine Stelle tritt brauner Biotit in rundlichen oder elliptischen, auch mehr oder weniger deutlich hexagonalen Blättchen und Blätterhäufchen, die mit zunehmender Annäherung an die Granite grösser und grösser werden, und sich im Querschnitt zu spitzrhomischen Maschen ordnen, so dass die Structur also eine flaserige wird. Zugleich hat eine Umkrystallisation des Quarzes stattgefunden, wobei die nun weit grösseren Körner desselben (0,5 mm Durchmesser im Durchschnitt) von rundlicher oder angenähert hexagonaler Form auch Biotit in kleinen Blättchen oft umschliessen. Da aber in späteren Zonen wieder feineres Korn für die Quarze angegeben wird, darf man wohl hierauf kein zu grosses Gewicht legen. Dieses Stadium der Umwandlung bezeichnet Barrois als die Zone der Glimmerquarzite. — Bei weiterer Annäherung an den Granit entwickelt sich in dem Scolithensandstein überdies der Sillimanit, theils in, den Quarzkörnern eingewachsenen, Säulchen, theils in selbständigen verfilzten Faseraggregaten, welche durch Verwitterung zu feinschuppiger Muscovitbildung Veranlassung geben. Ausserdem entsteht Muscovit selbständig in grösseren Lamellen, ferner ein für Cordierit angesprochenes Mineral, während das local nicht ganz untergeordnete limonitische Pigment des Gesteins zu Magnetitbildung den Stoff geliefert hat. Dieses Stadium wird als dasjenige der Sillimanit-Glimmer-Quarzite bezeichnet. — An einzelnen Punkten schreitet die Metamorphose in der unmittelbaren Granitnähe (bis auf 10 m von demselben) und bei Einschlüssen des Sandsteins im Granit noch weiter vor. Während das Gestein wesentlich die Zusammensetzung der beschriebenen Glimmerquarzite beibehält, entwickeln sich in demselben ausser Sillimanit und Cordierit in wechselnder Menge noch Plagioklas, Orthoklas und Mikroklin, so dass diese Zone als diejenige der Feldspath-Glimmer-Quarzite vom Autor bezeichnet werden kann. Die Umwandlungsfähigkeit der Sandsteine ist bei weitem nicht so gross, wie diejenige der Thonschiefer und der Radius der Contacthöfe demzufolge ein viel geringerer; während er bei den Schiefern gelegentlich bis zu 4 km anwächst, überschreitet er bei dem Sandstein kaum die Länge von 50 m; Spuren davon waren im Contact von Guéméné allerdings bis auf 500 m zu erkennen.

Culmische und devonische Lydite oder Kieselschiefer werden in den Harzer Contactzonen zu Quarziten.

Wo grobkörnige Grauwacken und Conglomerate in die Contacthöfe eintreten, beschränkt sich die Metamorphose auf eine Umkrystallisation des thonschieferähnlichen Cämentes dieser Gesteine und nimmt denselben Verlauf, welcher bei dem Thonschiefercontact besprochen wurde. Quarz und Biotit, sowie Muscovit sind die wesentlichsten Neubildungen. Die grossen Fragmente von Quarz, Feldspath, Kieselschiefer und anderen Gesteinen, welche die Grauwacke und Conglomerate vorwiegend zusammensetzen, zeigen keine bemerkenswerthe Veränderung.

Die feinkörnigen Grauwacken und Grauwackeschiefer verhalten sich im Granitcontact sehr ähnlich, wie die Thonschiefer und Phyllite, mit denen sie ja auch durch mannichfache Übergänge verbunden sind. Auch bei ihnen beginnt die Metamorphose mit Knoten- und Fleckengrauwacken. Die Flecken und Knoten sind im auffallenden Lichte dunkler, im durchfallenden Lichte heller als die Gesteinsmasse selbst und bestehen vorwiegend aus Muscovit und Quarz, dem sich oft Cordierit, frisch oder umgewandelt, zugesellt, wie in den von Beck, Hazard, Herrmann, Klemm und Weber beschriebenen Vorkommnissen der Lausitz und des Müglitzthales. Statt des weissen Muscovit erscheint nicht selten ein lauchgrüner Glimmer, und auch Feldspath gesellt sich nicht selten zu Quarz, Glimmer und Cordierit. Die Structur in diesen Knoten und Flecken, welche sich nie so scharf gegen das Hauptgestein abheben, wie bei den Knotenthonschiefern, ist diejenige der Hornfelse. — Bei Felleringen im Amarinerthal im Ober-Elsass bestehen die Flecken und Knoten in den culmischen Grauwacken und Grauwackeschiefern im Granitcontact nach Linck aus Quarz und Feldspath, zu denen etwas grüne Hornblende hinzutritt. — Auf diese Stufe der Knoten- und Fleckengrauwacken folgt dann nach dem Granit hin die Stufe der Grauwacke-Hornfelse, welche ebenso wie die Schieferhornfelse bald massig, bald schiefrig sind. Sie bauen sich aus Quarz, Muscovit oder grünlichem Glimmer, braunem Biotit, Feldspath, Cordierit, seltener Andalusit in sehr wechselvoller Combination auf und führen accessorisch oft Turmalin, Apatit, Magnetit u. a. Ihr organisches Pigment wird ebenso wie in den Thonschiefern zu Graphit. Ihre Structur ist diejenige der Schieferhornfelse, besonders charakteristisch ist die gegenseitige Durchdringung der Hauptgemengtheile, die daher „skelettartig“

gebaut erscheinen. Diese Structur wird oft als Bienenwabenstructur bezeichnet. In anderen Fällen tritt diese gegenseitige Durchdringung und das zackige Ineinandergreifen der Gemengtheile weniger hervor und man erhält unter dem Mikroskope den Eindruck eines feinen Mosaiks. Solche Grauwacken-Hornfelse führen in der Literatur oft die Bezeichnung Quarz-Biotitfelse, Quarz-Muscovitfelse u. s. f., wie die schiefrigen Hornfelse der Thonschiefer.

Barrow beschreibt das Auftreten einer Eruptivmasse in krystallinen Schiefern von Forfarshire im SO. der schottischen Hochlande. Das Eruptivgestein besitzt z. Th. eine schiefrige oder gebänderte Structur und wird daher Muscovit-Biotitgneiss genannt; ob man sich diese Structur als dynamisch oder fluidal vorstellen solle, wird nicht gesagt. In ihren nordwestlichen Theilen besteht diese Masse, die einen mächtigen Lagergranit oder ein granitisches Sill von grosser Tiefenlage darstellt, aus Oligoklas (ohne Alkalifeldspath), Quarz, Haughtonit und Muscovit; nach SW. verschwinden die farbigen Gemengtheile und an die Stelle des Oligoklas tritt Mikroklin, so dass ein Mikroklin-Quarz-Muscovitgestein sich herausbildet, welches Aplit genannt wird. Nach derselben Richtung umgiebt sich die Eruptivmasse mit einem Mantel von Pegmatitmassen, deren weite Ausdehnung auf eine bedeutende Fortsetzung des granitischen Sill in der Tiefe schliessen lässt. An der Grenze dieser Eruptivmasse mit den durchbrochenen krystallinen Schiefern entwickelt sich eine förmliche Mischzone, in der beide Gesteine sich auf das innigste durchdringen. Die durchbrochenen Schiefer besitzen den Habitus hochkrystalliner, grossblättriger, gneissartiger Gesteine oder echter Gneisse, und man kann von der Eruptivmasse weg drei einigermaassen getrennte Zonen unterscheiden: 1) eine Sillimanitgneisszone, deren Sillimanit grösstentheils als Faserkiesel entwickelt ist; 2) eine Cyanitgneisszone von im Allgemeinen geringerer Korngrösse und geringerer Krystallinität der Gesteine. Der Cyanit hat ebenes M, aber gerundetes T und ist auch terminal abgerundet; er trägt eine schwarze, nicht kohlige Haut, ist wasserhell durchsichtig und stark mit Eisenerzen durchwachsen; 3) eine Staurolithschieferzone mit viel Granaten und phyllitischem Charakter der Gesteine. — Der Feldspath der beiden ersten Zonen ist durchweg Oligoklas, der Biotit ein Kali-Eisenglimmer, was Verfasser aus dem Reichthum der Hochland-Grauwacken an Oligoklas und der Hochlandthonschiefer an Alkalien erklärt. Dass die Gesteine dieser Zonen ursprünglich Sedimente

waren, wird aus ihrer chemischen Zusammensetzung und aus dem Auftreten von eingelagerten Kalken, Schiefern, Quarziten (mit hellgrünem Glimmer) und Grauwacken in denselben erschlossen. — Verfasser sieht nun in diesen Erscheinungen eine normale Contactzone, deren abweichender Habitus durch die grosse Tiefe erklärt wird, in welcher die Intrusion des granitischen Sill sich vollzog. Man kann diese Deutung zurückweisen oder annehmen; auch im letzteren Fall — es ist der meine — wird man der in der ausgezeichneten Arbeit gegebenen Begründung in vielen Punkten nicht zustimmen.

Brauneisenlager, welche den silurischen Schiefern von Angers eingeschaltet sind, werden im Granitcontact (Rostrenen) theils zu Rotheisen und Magneteisen, theils zu Magneteisen und Chamoisit (Quénécan).

Alle diese Veränderungen von Schichtgesteinen an Graniten erreichen, wie leicht verständlich, ihr Maximum bei Einschlüssen der ersteren in den zweiten. Daher die bisweilen nicht geringe Schwierigkeit in der Unterscheidung dieser von eigenartigen Ausscheidungen der Eruptivgesteine selbst.

Auch die Eruptivgesteine, welche sich innerhalb der Wirkungssphäre eines Granitgesteines finden, erleiden vielfach tiefgreifende mineralogische und structurelle Veränderungen. So fand z. B. E. E. Schmid, dass der Labrador-Diorit am Ehrenberge bei Ilmenau an der Berührung mit dem Granitit innerhalb der Breite höchstens eines Millimeters in ein aphanitisch dichtes, graugrünes Gestein übergeht, aus welchem sich zunächst eine grüne Grundmasse mit röthlich- oder gelblichbraunen Flecken, und dann ein grobkörnig krystallinisches Gemenge von Pistazit, braunem Granat und trübweissem Periklin mit Calcit entwickelt. Gleichzeitig mit dieser Krystallisation, zumal des Granats, geht die Öffnung von Hohlräumen im Gestein vor sich, deren Wände mit Krystalldrusen besetzt sind.

Besonders genau sind von Lossen und unabhängig von ihm die später auch von S. Allport erwähnten Umwandlungen von Diabaslagern im Bereich der Granit-Schiefer-Contacthöfe studirt worden. Er schreibt die in Diabasen so überaus verbreitete uralitische Umwandlung des Augits der Einwirkung des Granits zu. Dabei umrandet der Uralit, an welchem man bisweilen eine innere farblose, mit Eisenerz durchspickte, und eine äussere grüne, stark pleochroitische Zone unterscheiden kann, den Augit in mit diesem paralleler Verwachsung,

oder hat denselben vollständig verdrängt, so dass der frühere Raum meist von parallelen oder subparallelen, seltener regellosen Büscheln von Uralit erfüllt ist. Der bei Diabasen so häufige Pyrit wird von Magnetkies verdrängt; Calcit und Chlorit, die sonst für veränderte Diabase so charakteristisch sind, fehlen, wie ersterer, ganz oder doch nahezu, oder sie sind, wie zweiter, auf geringe Mengen reducirt. Der Labrador dieser Gesteine bleibt bald z. Th. erhalten, bald wird er mehr oder weniger gänzlich in ein sehr feinkörniges, saussüritartiges oder auch kalksilikathornfelsartiges, trübweisses bis graues Aggregat umgewandelt, in welchem man bald deutlich Epidot und grünen Augit oder Strahlstein, auch wohl Chlorit, recht selten auch Granat erkennt, während farblose Säulchen und Körnchen Albit zu sein scheinen. In anderen Fällen werden bei voller Erhaltung der Form die Labradordurchschnitte von einem körnigen Aggregat wasserhellen Feldspaths mit Zwillingsstreifung eingenommen, die mit Prehnitkörnern untermengt sind. Demnach dürfte der Feldspath als Albit zu deuten sein. Nicht selten sind auch noch Reste von trüben, unveränderten Labradorlamellen beigesellt. Das Titaneisen des Diabas ist oft recht gut erhalten, oft auch in Titanit umgewandelt. So lange Reste des Diabasaugits und der Labradorleisten erhalten bleiben, wird die Diabasstructur nicht vollständig verwischt und das ursprüngliche Gestein ist leicht zu erkennen. Sind aber diese Mineralien vollkommen umgewandelt, so ist damit die Structur zugleich unkennbar geworden und diese Umwandlungsproducte sind oft nicht zu unterscheiden von den Lageramphiboliten der Phyllitformation. In manchen Fällen (Harz und Vogesen) gesellt sich auch der für die Granitcontacthöfe so charakteristische Biotit in grosser Menge zu den Neubildungen und damit geht die grüne Farbe des ursprünglichen Gesteins in die grau- oder bräunlich-violette der Hornfelse über. Solche Gesteine hat Lossen im Rambergcontact Diabashornfelse genannt. Sie treten sehr vereinzelt auch in der Contactzone von Hohwald auf, wo sie sich aus dem Leukophyr der Steiger Schiefer entwickelt haben. Ch. Barrois beschreibt einen „Diorite modifié“ im Contact des Granits von Rostrenen, der hierher gehören dürfte. Auch die Diorite von den Klippen von Plougasnou und St. Jean du doigt im Canton Lanmeur (Finistère) sind uralitisirte Diabase; Barrois giebt an, dass sie von Amphibolgranititgängen durchschwärmt werden, von denen aus eine Verdrängung des Diabasfeldspaths durch granitischen Feldspath stattgefunden habe. — Allport's

Beobachtungen beziehen sich auf Diabas- („Dolerite-") Lager im Killas von Cornwall. — Die Umwandlungsfähigkeit der Diabase ist eine sehr grosse, so dass diese Gesteine selbst ausserhalb der eigentlichen Contacthöfe, wo die Schiefer kaum Veränderungen aufweisen, deutlich beeinflusst wurden. Manche Amphibollager des erzgebirgischen und voigtländischen Phyllits und Cambrium dürften hierher zu stellen sein. — Lossen nimmt an, dass auch der in den Adinol-Contactgesteinen einiger Harzdiabase (Heinrichsburg, Krebsbachthal) ungewöhnlich auftretende Strahlsein und Axinit auf Rechnung der Granitcontactmetamorphose zu schreiben sei und parallelisirt den borsäurehaltigen Axinit mit dem so häufig an der Granitgrenze auftretenden Turmalin.

Harker und Marr beschreiben die Umwandlung von Augitporphyrit-Mandelsteinen im Contact des Shap-Granitites. Die Bildung von Biotit und in einzelnen Striemen von Hornblende nebst Titanit und etwas farblosem Augit, sowie Epidot, ferner das Verschwinden der chloritischen Zersetzungsproducte des ursprünglichen Gesteins, endlich die Entwicklung einer allotriomorphen mikrokrystallinen Quarz-Feldspath-Grundmasse sind die charakteristischen Züge. In den Mandeln ist grüne Hornblende an die Stelle des Delessit getreten. Ursprüngliche Chalcedon-Adern sind in Quarz umgewandelt, der noch die Linien zeigt, welche die nierenförmige Structur des Chalcedons markirten. — Ähnlich verläuft die Metamorphose auch in den den Porphyriten zwischengeschalteten ash beds. — In den Mandelräumen basischerer Ergussgesteine haben sich neben Epidot und Hornblende reichlich Granaten gebildet, spärlicher heller Pyroxen. In geringen Mengen treten Titanit, Quarz und Pyrit hinzu. Die Gesteine selbst und ihre Tuffe sind zu Diabashornfels-ähnlichen Massen geworden.

In den entglasten Vitrophyren (Rhyolites) desselben Gebietes und ihren Tuffen beobachteten Harker und Marr eine spärliche Neubildung von Biotit, die Umkrystallisation des Feldspaths und gelegentlich die Entwicklung von Rutilnädelchen.

Auch die Tuffe der Diabase und verwandter Gesteine in reinem Zustande oder gemengt mit normalem Sediment in wechselndem Verhältniss (Schalsteine) erleiden eine kräftige Contactmetamorphose an den Graniten. So beschreibt Beck als Umwandlungsproducte derselben zwischen Weesenstein und Friedrichswalde in Sachsen Aktinolithschiefer, Anthophyllitschiefer und Augit-Hornblendeschiefer. Die Aktinolithschiefer bestehen aus einem filzartigen

Gewebe von hellgrünen bis farblosen Aktinolith- (Tremolit-) Nadeln, das stellenweise durch grüne Hornblende in Körnern und kurzen Säulen vertreten wird, in einem farblosen Untergrunde von Plagioklas (vielleicht mit etwas Quarz) in allotriomorphen Aggregaten, denen etwas grüner Glimmer und Magnetit beigemengt sind. — Die Anthophyllitschiefer unterscheiden sich von den Aktinolithschiefern nur durch die Natur des Amphibolminerals; sie führen etwas Epidot. — Die Augit-Hornblendeschiefer sind gebändert durch den Wechsel von Lagen, welche reich an schwärzlichgrüner Hornblende in Körnern und kurzen Säulen sind, und solchen, die helleren, schmutzig-grünen Augit in Körnern führen. Mit diesen beiden Mineralien treten Plagioklas in polysynthetischen Körnern, Granat, Biotit, Titanit, Apatit, Magnetit und Ilmenit, selten Zirkon in geringen Mengen auf. Als Muttergestein dieser letzteren Abart wird ein Diabastuff mit eingeschalteten schmalen Kalklagen angesehen. — Barrois beschreibt von Pont-Paul bei Morlaix violett und grün gebänderte Hornfelse. Die violetten Lagen bestehen aus braunem Biotit, Magnetit, Pleonast, Korund, Andalusit, Staurolith, Quarz und Pyrit in lagenweis wechselnden Mengenverhältnissen, und dürften aus einem sehr thonreichen Schiefermaterial entstanden sein. Die grünen Bänder bestehen aus Titanit, Magnetit, Aktinolith, Pyroxen, Quarz, Pyrit, Granat und Chlorit. Aktinolith und Pyroxen gehören verschiedenen Lagen an, die in den grünen Bändern abwechseln, wie diese in ihrer Gesammtheit mit den violetten. Der Bestand dieser grünen Bänder deutet auf Diabastuff-Material hin. — Nach Jimbo sind den Hornfelsen im Granitcontact der Hidaka-Kette graphithaltige Amphibolite eingeschaltet, die aus ähnlichem Material entstanden sein könnten.

Während die bisher besprochenen Umwandlungserscheinungen durch die regelmässige Ausbreitung rund um den gesammten Umfang von Granitmassiven charakterisirt sind, zeichnet sich eine andere Gruppe von Contactphänomenen, wir nennen sie pneumatolytische, durch sporadisches und auf engen Raum beschränktes Auftreten aus. Das ist die Entwicklung von Turmalin- und Topasgesteinen in der Nachbarschaft von Graniten. Beide sind ihrem Auftreten nach an Spalten gebunden und können dementsprechend sowohl in unmittelbarer Nähe der Eruptivmassen, als in weiterer Entfernung von denselben entstehen. So findet man sie denn nicht nur in allen Theilen der Contacthöfe, sondern auch gelegentlich bereits ausserhalb derselben. Solche vorwiegend

aus Turmalin von meistens blauvioletten bis grünvioletten Farben, Quarz und hellem Glimmer bestehende Turmalinhornfelse treten an der Bellevue oberhalb Breitenbach in der Schiefercontactzone von Hohwald im Unterelsass und mehrorts in der Contactzone des Eibenstocker Turmalingranits im Erzgebirge auf. An letzterem Orte ist die Abhängigkeit der Turmalinhornfelsbildung von Spalten besonders deutlich bei dem bekannten Vorkommen vom Auersberge nachgewiesen, welches sich innerhalb einer zu schiefrigem Andalusithornfels metamorphosirten, dem Granit aufgelagerten Schieferscholle entwickelt hat. Eine im Schiefer sich auskeilende Spalte ist von einem gangförmigen Quarzturmalingestein nebst spärlich einbrechenden Trümchen von Cassiterit ausgefüllt. Von dieser aus vollzog sich die Durchtränkung des Andalusithornfels mit Turmalin, welcher in unmittelbarer Nähe der Spalte den Glimmer vollständig verdrängte, mit der Entfernung von derselben aber rasch an Menge abnimmt. — Das bedeutsamste Vorkommen solcher Turmalinhornfelse beschrieb Hawes in der Contactzone des Albany-Granits am Mount Willard in den White Mountains, N. H. Bezeichnenderweise schiebt sich hier zwischen Schiefer und Granit eine förmliche Schiefer-Granitbreccie ein. Die Turmalinhornfelsbildung an diesem Orte scheint sich in einem bereits durch den älteren Conway-Granit metamorphosirten Schiefer entwickelt zu haben.

Analog dieser Vermuthung und sehr bedeutsam für die Beziehungen der normalen und pneumatolytischen Contactgebilde sind die Beobachtungen von Weise und Schröder in dem Contacthofe des Lauterbacher Granits bei Ölsnitz in Sachsen. Sie fanden, dass nach vollzogener Ausbildung der normalen Contactgesteine eine Turmalinisirung derselben erfolgte. Oft sind die Cordieritknoten der Knotenschiefer allein durch Turmalin ersetzt, in anderen Fällen ist umgekehrt die Schiefermasse mit Turmalin durchtränkt und die Cordieritknoten sind durch Quarz ersetzt.

In dieselbe Gruppe von Contactphänomenen wie die Turmalinhornfelse dürfte der Topasbrockenfels des Schneckensteins in der Contactzone des Eibenstocker Turmalingranits und einige verwandte Bildungen zu rechnen sein. Der genannte Topasbrockenfels bildet den stehengebliebenen Rest eines Ganges von Reibungsbreccie, welcher durch Verwitterung des Nebengesteins freigelegt worden ist. Das Hauptmaterial dieser Breccie besteht aus meistens faustgrossen, aber auch bis zu 1 m Länge anwachsenden Fragmenten eines aus wechselnden Lagen von Quarz und Turmalin bestehenden

Turmalinhornfelses. Das Cäment dieser Brocken besteht aus Quarz und Topas; diese bilden entweder ein körniges Aggregat zwischen den Turmalinhornfelsbrocken oder incrustiren diese in frei aufgewachsenen Krystallen, deren Spitzen nach aussen gerichtet sind. Die Winkel und Ecken zwischen diesen Krystallen sind, wohl kaum secundär, von Steinmark ausgefüllt. Accessorisch enthält das Quarz-Topascäment schwarzen Turmalin in Nädelchen, Zinnstein in kleinen Krystallen, die oft auch auf den Quarzkrystallen sitzen, und etwas Flussspath. Der Topas dringt aber auch in die Turmalinhornfelsbrocken selbst ein und scheint hier sogar den Turmalin local zu verdrängen, so dass sich ein aus Topas- und Quarzlagen bestehender Topashornfels entwickelt. — In ähnlicher Weise sind am Saubache, etwa 2 km südöstlich vom Schneckenstein, bereits ausserhalb des Contacthofes Turmalinhornfelse von Spalten aus, die mit Pyknit (stengligem Topas) ausgefüllt sind, mit Topas imprägnirt und z. Th. in Topashornfelse umgewandelt. — Ganz ebenso sind Quarzporphyrgänge im Saubachthale, unfern des Topashornfels dieser Localität, und an drei weiteren Punkten in der Nachbarschaft des Schneckensteins, innerhalb des Contacthofes, in Topasgesteine umgewandelt worden. Der Topas siedelt sich zunächst in Gesellschaft von Quarz in dem Feldspathe in winzigen Kryställchen und radialstrahligen Aggregaten an und verdrängt diesen stellenweise vollständig; die neugebildeten Quarzkryställchen sind dabei bisweilen zu zwei, zu einander annähernd senkrechten Systemen geordnet, so dass sie ein rechtwinkliges Gitter bilden, in dessen Maschen die Topasaggregate sich einnisteten. Ebenso hat der Topas den Feldspath der Porphyrgrundmasse stellenweise vollständig verdrängt, so dass auch diese aus herrschendem Quarz im Gemenge mit Topas und etwas Cassiterit in Körnchen und Körneraggregaten besteht. — Arsenkies und Pyrit treten accessorisch auf. Der unmittelbare Zusammenhang dieser, wie M. Schröder sie nennt, „topasirten" Quarzporphyre mit dem von Topas imprägnirten Turmalinhornfelsen ist deutlich zu erkennen.

Man darf mit einiger Wahrscheinlichkeit annehmen, dass die von A. von Groddeck* beschriebenen Topasgesteine, welche mit den Zinnerzen des Mount Bischoff in Tasmanien verknüpft sind, in ähnlicher Weise aus Quarzporphyren auf metamorphem Wege hervorgegangen sind.

* A. von Groddeck, Zur Kenntniss der Zinnerzlagerstätten des Mount Bischoff in Tasmanien. (Z. D. G. G. 1884. XXXVI. 642—652.)

I. b. Die Familie der syenitischen Gesteine.

Literatur.

Frank D. Adams and A. C. Lawson, On some Canadian rocks containing scapolite with a few notes on some rocks associated with the apatite deposits. Canadian Record of Science. 1888. 185.

R. Beck, Erläuterungen zu Section Kreischa-Hänichen der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1892.

R. Beck und J. Hazard, Erläuterungen zu Section Dresden der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1893.

Fr. Becke, Glaseinschlüsse in Contactmineralien von Canzacoli bei Predazzo. T. M. P. M. 1882. V. 174.

E. W. Benecke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. Heft 1. Das Grundgebirge. Strassburg i. Els. 1879.

W. Bergt, Beiträge zur Petrographie der Sierra Nevada de S. Maria und der Sierra de Perijá in der Republik Columbia. T. M. P. M. 1888. X. 271.

W. C. Brögger, Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. Kristiania 1882.

— Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesund-Skien. Nyt Magazin for Naturvid. XXVIII. 1884. 253—419.

— Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Leipzig 1890.

A. P. Coleman, Microscopic petrography of the drift of central Ontario. Transact. Roy. Soc. Canada. Sect. III. 1887. 45.

Alf. Cossa, Ricerche di chimica mineralogica sulla Sienite del Biellese. Atti della Real. Acad. di Torino. (2.) XXVIII. 1875.

Ch. Wh. Cross, On some eruptive rocks from Custer Co. Colorado. Proceed. Colorado Scientific Soc. 1887. 228.

J. Curie et G. Flamand, Etude succincte sur les roches éruptives de l'Algérie. 1889.

K. Dalmer, Erläuterungen zu Section Tanneberg der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1889.

Corn. Döltер, Der geologische Bau, die Gesteine und Mineralien des Monzonigebirges. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. XXV. 2. 1875.

Br. Doss, Über Pseudomorphosen von Anatas nach Titanit im Syenit des Plauenschen Grundes. L. J. 1895. I. 123.

Fr. Eigel, Über einige Eruptivgesteine der Capverden. T. M. P. M. 1889. XI. 91.

J. W. Evans, The geology of Matto Grosso. Q. J. G. S. 1894. L. 85.

F. Graeff und R. Brauns, Zur Kenntniss des Vorkommens körniger Eruptivgesteine bei Cingolina in den Euganäen bei Padua. L. J. 1893. I. 123.

Vinc. Hansel, Die petrographische Beschaffenheit des Monzonits von Predazzo. Jahrb. k. k. geol. R. 1878. XXVIII. 449—466.

G. W. Hawes, Mineralogy and lithology of New Hampshire. Concord 1878. 204—209.

J. Hazard, Erläuterungen zu Section Moritzburg-Klotzsche der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1892.

Joh. Heinemann, Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel 1879.

O. Herrmann, Section Radeburg der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1890.

A. Högbom, Om postarkäiska eruptiver inom det svensk-finska urberget. Geol. Fören. i Stockholm Förhdl. 1893. XV. 209.

R. D. Irving and Ch. R. Van Hise, The Penokee iron-bearing series in Michigan and Wisconsin. 10 Annual Rep. U. S. geol. Survey. Washington 1890 und Monographs XIX. Washington 1892.

P. von Jeremejeff, Der Uralit-Syenit. L. J. 1872. 404.

C. von John, Über ältere Eruptivgesteine Persiens. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 111 und Verhandl. k. k. geol. R. 1884. No. 3. 35.

G. Klemm, Erläuterungen zu Section Riesa-Strehla der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1889.

Alex. Lagorio, Mikroskopische Analyse ostbaltischer Gesteine. Dorpat 1876.

H. O. Lang, Erratische Gesteine aus dem Herzogthum Bremen. Aus Abhandl. herausgeg. vom naturw. Verein zu Bremen. Göttingen 1879. 71—75.

A. C. Lawson, Report on the Geology of the Rainy Lake Region. Geol and nat. hist. Survey Canada. Montreal 1888.

W. Lindgrén, Eruptivs rocks of Montana. Proceed. Cal. Acad. Sc. (2.) III. 1890. 39.

— A sodalite syenite and other rocks from Montana with analyses by W. H. Melville. Amer. Jour. 1893. XLV. 286.

J. Macpherson, Etude des roches éruptives recueillies par M. Choffat dans les affleurements secondaires au Sud du Sado. Communicaçoes da Comm. dos Trab. geol. do Portugal. 316.

H. Möhl, Die Eruptivgesteine Norwegens. Nyt Magazin for Naturvidenskab. XXIII. Christiania 1877.

L. Mrazec, La protogine du Mont Blanc et les roches éruptives qui l'accompagnent. Génève 1892.

Jul. Niedzwiedzki, Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des westlichen Balkans. S. W. A. LXXIX. März 1879.

A. Philippson, Mikroskopische Untersuchungen einer Reihe norwegischer Gesteine aus der Umgegend von Tromsoe und von den Lofoten. Sitzungsber. d. niederrh. Ges. Bonn. 6. Aug. 1883.

Fr. Quiroga, Sienita de San Blas en el camino de Miraflores de la Sierra á Manzanares el Real (Madrid). Act. Soc. esp. d. hist. nat. (2.) II. 1893.

Gerhard vom Rath, Der Monzoni im südöstlichen Tyrol. Verhandl. der niederrh. Ges. f. Natur- u. Heilk. Bonn. 8. März 1875.

— Über die Gesteine des Monzoni. Z. D. G. G. 1875. XXVII. 343—357.

H. H. Reusch, Syenit und Olivingabbro im centralen Theil der Euganäen. L. J. 1884. II. 140.

A. Sauer, Der Granitit von Durbach im nördlichen Schwarzwald und seine Grenzfacies im Glimmersyenit (Durbachit). Mitth. Gr. Bad. geol. Landesanst. II. Heidelberg 1891.
— Erläuterungen zu Section Meissen der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1889.
— Erläuterungen zu Blatt Gengenbach und Blatt Oberwolfach-Schenkenzell der geologischen Specialkarte des Grossherzogthums Baden. Heidelberg 1894—1895.
F. Schalch, Erläuterungen zu Section Glashütte-Dippoldiswalde der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. 1888.
— Erläuterungen zu Blatt Petersthal-Reichenbach der geolog. Specialkarte des Grossherzogthums Baden. Heidelberg 1895.
J. H. Sears, Geological and mineralogical notes No. 5. Bull. Essex Institute. 1892. XXV.
— On the occurrence of augite and nepheline syenites in Essex Co. Mass. Bull. Essex Institute. 1893. XXV.
Seunes et Beaugey, Roches éruptives récentes des Pyrénées occidentales. C. R. 1889. CIX. 509.
Th. Siegert, Erläuterungen zu Blatt Kötzschenbroda der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1892.
H. Stjernvall, Bidrag till Finska Lappmarkens geognosi. Meddelander från Industristyrelsen i Finland. XIV. Helsingfors 1891. 73—167.
A. E. Törnebohm, Mikroskopisk undersökning af några bergartsprof från Grönland. G. F. i St. Förhrhdl. 1883. VI. No. 84. 692—700.
— Några notiser från en geologisk resa i Telemarken. Ibidem. 1889. XI. 46.
H. Traube, Untersuchungen an den Syeniten und Hornblendeschiefern zwischen Glatz und Reichenstein in Niederschlesien. L. J. 1890. I. 196.
Gust. Tschermak, Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren geologischen Epoche. Wien 1869.
Ch. Vélain, Notes géologiques sur la Haute Guyane. Bull. soc. géol. Fr. 1881. (3.) IX. 396.
R. D. M. Verbeek, Topographische en geologische Beschrijving van een gedeelte van Sumatra's Westkust. Batavia 1883.
Franz von Vivenot, Syenit von Blansko. Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt 1870. 336.
J. Francis Williams, The igneous rocks of Arkansas. Annual Rep. of the Geol. Survey of Arkansas for 1890. II. Little Rock 1891.
J. M. Zujovics, Les roches des Cordillères. Paris 1884.

Mineralogische Zusammensetzung der syenitischen Gesteine.

Als syenitische Gesteine sind hier alle solche Tiefengesteine zusammengefasst, die mit den Graniten das Herrschen der Alkalifeldspathe gegenüber den Kalknatronfeldspathen gemein haben, sich von denselben aber durch starkes Zurücktreten des Quarzes oder gänzliches Fehlen desselben unterscheiden; dieselben sind also quarzarme bis quarzfreie Alkalifeldspathgesteine von hypidiomorphkörniger Structur. Mit den, stets die Hauptmasse der Gesteine

bildenden, Alkali- und Kalknatronfeldspathen ist nun bald eines oder mehrere der Mineralien aus der Gruppe der Biotite, Amphibole und Pyroxene verbunden; dagegen fehlt der Muscovit als ursprünglicher Gemengtheil. — Ausserdem findet sich in allen syenitischen Gesteinen der Apatit, Zirkon und Eisenerze in geringen Mengen. Alle sonstigen darin auftretenden Mineralien sind accessorische.

Die Alkalifeldspathe der syenitischen Gesteine besitzen im Allgemeinen genau die Eigenschaften derjenigen der Granite. In den normalen, Amphibol- und Biotit-führenden Syeniten ist Orthoklas, in gewissen Gruppen der Syenite ein natronreicher der herrschende Feldspath, oft mit Einschlüssen von Titaneisenglimmer, Haematittäfelchen und Apatitnadeln, seltener mit Flüssigkeitseinschlüssen. In diesen gelegentlich würfelförmige krystalline Ausscheidungen (Biella). — Verwachsungen mit anderen Feldspathen, Zwillingsbildungen* und Umwandlungsphänomene sind die gleichen wie sie beim Granit besprochen wurden. — Der Albit oder ein Oligoklas-Albit erscheint nur selten selbständig, meistens in perthitischer Verwachsung mit Orthoklas. Diese Verwachsung kann eine derart mikroskopische werden, dass förmliche Übergänge von mechanischer zu molekularer Mischung sich entwickeln (Kryptoperthit Brögger's). Derartig ausgebildete Feldspathe, wie sie zumal schön in den südnorwegischen Augitsyeniten vorkommen, zeigen im reflectirten Lichte auf der Fläche k oder naheliegenden Flächen einen herrlichen blauen Lichtschein. Bei denjenigen Schnitten, die denselben am schönsten zeigen, beobachtet man im durchfallenden Lichte eine bräunliche Färbung, welche ihr Maximum erreicht, wenn die Faseraxe des Mikroperthits parallel dem Hauptschnitte des Polarisators liegt. — Die Durchschnitte der Feldspathe in diesen Augitsyeniten sind sehr oft auf den Bruchflächen des Gesteins spitzrhombisch zufolge der an ihnen zur Ausbildung gelangten Flächencombination T, l, y und Brögger gelangt auf Grund der Analysen derselben und nach seinen goniometrischen und optischen Untersuchungen zu der Annahme, dass sie z. Th. einem Natronorthoklas, z. Th. einem Anorthoklas zugehören (cf. Bd. I. 3. Aufl. S. 641 und 678 sqq.). Im letzteren Falle zeigen sie auf Schnitten nach der Zone P : k bisweilen eine äusserst feine

* J. Francis Williams beobachtete im Pulaskit von Arkansas neben Zwillingen nach dem Karlsbader auch solche nach dem Mahnebacher Gesetz. — Traube giebt aus den Syeniten von Neudeck in Niederschlesien Bavenoer Zwillinge an.

mikroklinartige Zwillingsstreifung. Ausser in den südnorwegischen Augitsyeniten sind diese Anorthoklase bisher nur von Osann in denen der Sawtooth Mts., Westtexas, nachgewiesen. — Der Mikroklin ist im Ganzen seltener als in den Graniten, kommt aber doch in allen Typen, mit Ausnahme der Ca- und Mg-reichen Augitsyenite gelegentlich selten herrschend oder ausschliesslich (Geschiebe aus der Gegend von Upsala und gewissen Alkalisyeniten) vor. Die Durchwachsung mit Albit ist verbreitet, zumal in den alkalireichen Syeniten und sinkt bis zu kaum erkennbarer Feinheit (Mikroklinkryptoperthit) herab. In diesen alkalireichen Typen fehlt die Gitterstructur des Mikroklin sehr oft vollständig; es findet sich nur ein Lamellensystem parallel (010) oder die Krystalle sind vollständig einfach.

Kalknatronfeldspath findet sich, mit Ausnahme der Anorthoklas-führenden Augitsyenite und mancher Alkali-reicher und quarzfreier Syenite, denen er zu fehlen scheint, allenthalben in wechselnder Menge neben den Alkalifeldspathen und dürfte, wie bei den Graniten, vorwiegend zu Oligoklas oder zu Andesin gehören. Basischere Mischungen kennt man aus den Augitsyeniten des Monzoni.

In gewissen quarzfreien Alkalisyeniten treten neben den Feldspathen accessorisch bisweilen Sodalith und Nephelin (Elaeolith), beziehungsweise als deren Umwandlungsproduct Analcim auf.

Die Amphibolfamilie ist in den Syeniten durch mehrere Glieder vertreten. In den Ca- und Mg-reichen Syeniten findet sich vorwiegend ein in manchen Nüancen grüner Amphibol, der zur gemeinen Hornblende gehören dürfte. Die Form ist meistens die kurzer und gedrungener Säulen, welche bei idiomorpher Begrenzung die Flächen ∞P (110), $\infty P\bar{\infty}$ (010), oft recht gross $\infty P\bar{\infty}$ (100) und P ($\bar{1}11$) zeigen. Zumal bei den recht grobkörnigen Gesteinen fehlt nicht selten die terminale gesetzmässige Begrenzung, bei feinerem Korne und, wie es scheint, besonders bei gangförmigen Massen pflegt der Idiomorphismus vollkommen und die Gestalt mehr schlank prismatisch bis nadelförmig zu werden. Zwillingsbildung nach der Querfläche ist nicht selten und wird bisweilen polysynthetisch (Durbachitische Glimmersyenite des Schwarzwald). Neben der Spaltung nach ∞P (110) beobachtete J. Fr. Williams solche nach $\infty P\bar{\infty}$ (010). — Die Farbe wechselt in verschiedenen Gesteinen von hellem Gelblichgrün und Graugrün durch reines Grün zu Bräunlich-

grün und Blaugrün, und damit wechselt auch Pleochroismus und Absorption. Auch in demselben Gestein und sogar an demselben Krystall kann die Farbe wechseln, bald unregelmässig fleckig, bald in Kern und Hülle mit gegenseitiger krystallographischer Abgrenzung (Schwarzwald, Arkansas). Die Auslöschungsschiefe auf Spaltblättchen nach (110) wechselt von etwa 10° bis zu 18°. — Braune Hornblende erwähnen schon Cohen aus einem Syenit von Palma und C. von John in einem Syenitgeschiebe von Aliabad, Persien. Cross beschreibt sie neben grüner Hornblende aus gangförmigen Syeniten im Gneiss von Custer Co. Col. Umwachsungen von brauner Hornblende durch grüne fanden J. Fr. Williams in den Syeniten von Arkansas und Quiroga in einem solchen von San Blas bei Madrid. Die braune Hornblende hat ihre hauptsächliche, wenn nicht ausschliessliche, Verbreitung in den alkalireichen Syeniten und gehört zu der Barkevikit genannten, Al- und Fe-reichen basaltischen Hornblende. Zwillingsbildung scheint weit seltener, die Auslöschungsschiefe auf Spaltflächen kleiner, als bei dem grünen Amphibol. — Die Amphibole umschliessen gern Apatit, Zirkon, Eisenerze und Titanit. Sie verwachsen nicht selten mit Pyroxen und Biotit in gesetzmässiger Weise. — Die gemeine grüne Hornblende macht in den syenitischen Gesteinen ganz dieselben Umwandlungsphänomene durch, wie bei den Graniten; die Verwitterung und Umwandlung der braunen barkevikitischen Amphibole ist nicht bekannt. — Ausser diesen beiden Hauptarten der Amphibolfamilie kommen in den alkalireichen Syeniten auch blaue Amphibole bald neben anderen, bald allein vor. Die Unterscheidung derselben nach ihrer Zugehörigkeit zu Arfvedsonit, Riebeckit und Glaukophan ist nicht immer leicht. Dem Verfasser selbst ist Glaukophan aus den Syeniten nicht bekannt geworden. Weit verbreitet ist eine nach Farbe und Pleochroismus dem Arfvedsonit nahestehende, aber durch grosse Winkel $c : c$ von ihm abweichende Amphibolart, welche Ramsay Arfvedsonithornblende genannt hat. Diese blauen Amphibole sind nicht eben selten skelettförmig ausgebildet und dann mit farblosen Gemengtheilen poikilitisch* durchwachsen.

---

* Die Bezeichnung „poikilitisch" und „mikropoikilitisch" wurde von G. H. Williams für unregelmässige Durchwachsung eines Gesteinsgemengtheils durch einen anderen, wie z. B. der Pyroxene und Amphibole der Peridotite durch Olivin, geschaffen. Man hat bei Annahme dieser Bezeichnung ein bequemes Mittel, die verschiedenen Arten der gegenseitigen Verwachsung und Durchdringung

Der Glimmer ist, soweit die Erfahrungen heute reichen, stets ein Biotit (Meroxen oder Lepidomelan) von brauner Farbe im durchfallenden Lichte, aber durch chemische Veränderungen leicht grün werdend, so dass man bisweilen an demselben Individuum abwechselnd braune und grüne Lamellen beobachtet. Grünen Biotit mit a stark gelbbraun, b = c dunkelgrün giebt Cross aus Syeniten von Custer Co. Col. neben grünem und braunem Amphibol an; dieser Glimmer soll jünger sein, als der Feldspath des Gesteins. Wo er allein im Gestein auftritt, ist er durchweg idiomorph, soweit seine Formen nicht mechanisch entstellt wurden; wird er von reichlicher Hornblende begleitet, so sind seine Umrisse meistens unregelmässig, wohl eine Folge magmatischer Resorption behufs Neubildung von Hornblende. In manchen Syeniten, sehr schön in den durbachitischen Glimmersyeniten des Schwarzwaldes, sammeln sich, ähnlich wie in manchen Graniten, die Glimmerblättchen zu Häufchen, die dann einheitlich von nach aussen streng idiomorphem hellgelblichgrünem Amphibol umwachsen und eingehüllt werden. — Gar oft bildet er, zumal in Augitsyeniten, fächerförmige Aggregate, welche die Eisenerzkörner des Gesteins mehr oder weniger vollkommen einwickeln. — Zwillingsbildung nach dem Tschermak'schen Gesetz mit Verwachsung der Individuen nach der auf der Basis senkrechten Zwillingsebene beobachtete Traube im Syenit von Neudeck in Niederschlesien. — Interpositionen und Umwandlungsphänomene sind die gleichen, wie bei den Graniten. — Auf gebleichte, d. h. ihres M-Moleküls beraubte Biotite sind wohl die Angaben über das Vorkommen von Muscovit (nach Vivenot bei Blansko in Mähren) zu beziehen. Nach meinen Erfahrungen ist der Muscovit in den Syeniten allenthalben secundär.

Das Pyroxenmineral der Syenite ist in den verschiedenen Gesteinen ein sehr verschiedenes. Wo dasselbe accessorisch in eigentlichen Syeniten und Glimmersyeniten vorkommt, gehört es zu den hellgrün durchsichtigen Malakolithen und ähnelt in

von Gesteinsgemengtheilen zu unterscheiden: 1. Granophyrisch ist die gesetzmässige Durchdringung zweier durchaus verschiedener Substanzen in einheitlich orientirten Individuen, wie Quarz und Feldspath, Feldspath und Elaeolith, Feldspath und Aegirin. 2. Perthitisch ist die gesetzmässige Durchdringung zweier oder mehrerer chemisch und krystallographisch verwandter Substanzen in einheitlich orientirten Individuen, Orthoklas und Mikroklin mit Albit, Pyroxene mit Amphibolen u. s. w. 3. Poikilitisch die Durchwachsung gänzlich verschiedener oder auch chemisch und krystallographisch verwandter Substanzen in nicht gesetzmässiger und einheitlicher Orientirung.

jeder Beziehung dem normalen Malakolith der Augitgranitite. Derselbe ist fast ausschliesslich in unregelmässig begrenzten Formen im Amphibol und Biotit eingewachsen; die Augitbildung gehört also offenbar einem älteren Abschnitte der Gesteinsentwicklung an und es trat eine partielle oder totale Wiederauflösung vor oder bei der Ausscheidung der Hornblende und des Biotits ein. Doch enthält dieser Malakolith auch wieder unregelmässig begrenzte, aber unter einander parallel orientirte und mit dem Augit gesetzmässig verwachsene Fetzen von grüner Hornblende, was manche Autoren zu der, bisher durch keinen Beweis gestützten, Annahme veranlasst hat, die grüne Hornblende sei secundär, aber nicht magmatisch aus dem Pyroxen hervorgegangen. Das hohe Alter dieses Malakoliths wird auch dadurch bewiesen, dass er oft dem normalen Gestein ganz fehlt, aber in geringerer oder grösserer Menge in den älteren basischeren Ausscheidungen desselben auftritt. — In den alkalireichen Augitsyeniten herrscht (in Südnorwegen) ein brauner bis violettbrauner, sehr selten grünlicher diallagartiger Augit, der nach Merian's Untersuchung einen nicht unbedeutenden Alkaligehalt und nur Spuren von Thonerde führt. Die äussere Begrenzung ist unregelmässig; Umrandung durch Barkevikit mit parallelen Vertical- und orthodiagonalen Axen, sowie mit Biotit bei zu einander senkrechten Verticalaxen der beiden Mineralien ist häufig. Prismatische Mikrolithe einer Eisenverbindung sind nach zwei Systemen geordnet, die eine parallel der Verticalaxe des Diallag, die andere, dazu geneigt, unter etwa 64° auf (010). Der Pleochroismus dieses Pyroxens ist gering, $a = c$ = gelblich-braun, b = violettbraun, die Auslöschungsschiefe die für Malakolithe normale. Local (Barkevik im Langesundsfjord, Lillegården bei Porsgrund) wird dieser Pyroxen von Aegirin oder Aegirinaugit begleitet oder vertreten; im ersteren Falle verwachsen beide Pyroxene oft parallel mit einander, der Aegirin bildet die äussere Schale und wird seinerseits erst noch von Biotit umwachsen (Lillegården, Cabo Frio bei Rio de Janeiro, Hot Springs, Arkansas). Dabei scheint sich oft der Aegirin auf Kosten des Malakolith gebildet zu haben. Der Aegirin ist meistens vollkommen idiomorph, wenn keine mechanische Deformation die Form zerstörte. — In den rothen Augitsyeniten der Gegend von Tönsberg findet sich auch ein fast farbloser, kurzprismatischer Augit, der auf Spalten und in seiner Umgebung viel Eisenhydroxyd oder Hämatit (?) absetzt, ähnlich wie der Fe-reiche Olivin. — In anderen Augitsyeniten

(Monzoni, Montblanc, Stark, N. H.) ist der Augit hellgrün, vollkommen idiomorph, mit Spaltbarkeit nach (110), (100) und (010). Dann zeigt er oft eine sehr zierliche Umrandung durch gemeine, grüne Hornblende oder durch Aegirin, deren Grenze gegen den Augit sehr regellos verläuft. Neben diesem grünen Augit (Monzoni) oder statt desselben (Jackson, N. H.) kommt auch wohl ein röthlichbrauner, dem Diabasaugit durchaus ähnlicher monokliner Pyroxen vor und bezeichnenderweise ist dann das Gestein stets plagioklasreich und der Plagioklas hat die für Diabase charakteristische Tafelform. — Die Uralitisirung ist sehr verbreitet bei den grünen und rothbraunen Augiten, fehlt dagegen bei dem violettbraunen und den Aegirinen. — Die atmosphärische Verwitterung der Pyroxene führt zur Chlorit- oder Serpentinbildung, wobei Carbonate und Epidot als Nebenproducte auftreten. — Rhombischer Pyroxen in Körnern, die zum Hypersthen gehören dürften, begleitet nach Kinkel den grünen Augit des Syenits von Gröba bei Riesa in Sachsen.

Unter den Eisenerzen, die gern von Apatit durchspickt werden, kennt man Eisenglanz, Ilmenit und titanhaltiges Magneteisen. Eisenglanz und Ilmenit treten z. Th. in der Ausbildung mit metallischem Habitus, z. Th. als Eisenglimmer und Titaneisenglimmer auf; in letzterer Form bilden sie Interpositionen in dem Feldspath des Gesteins. Die titanhaltigen Eisenerze von metallischem Habitus gehen randlich sehr oft in Titanit über.

Apatit pflegt ziemlich reichlich in farblosen, langen, quergegliederten Prismen vorhanden zu sein. In manchen Gesteinen (Biella in Piemont, Monzoni) ist der Apatit violett und dann oft recht kräftig pleochroitisch. Man könnte ihn wohl mit Turmalin verwechseln; die Absorption $E > O$ und die chemische Reaction bewahren vor Irrthum.

Zirkon hat die bei den Graniten besprochenen Formen und dieselbe allgemeine Verbreitung. Local kann die Menge desselben stark zunehmen. Die sog. Zirkonsyenite sind Facies der Augitsyenite.

Wo der Quarz in Syeniten vorkommt, hat er die Eigenschaften des Granitquarzes. Niemals findet er sich in einer älteren Generation; den Augitsyeniten pflegt er meistens vollständig zu fehlen.

An Übergemengtheilen sind die syenitischen Gesteine ebenso reich, wie die granitischen; doch wechseln dieselben nach der

Natur des jeweils vorliegenden Typus derart, dass sie am geeignetsten bei Besprechung der verschiedenen Typen erwähnt werden.

Classification der syenitischen Gesteine.

Wenn man die syenitischen Gesteine je nach den in ihnen herrschenden farbigen Gemengtheilen, also rein mineralogisch gliedert, so gelangt man zu den drei Abtheilungen der Glimmersyenite, der Amphibolsyenite und der Pyroxensyenite. Dieselben wären jedoch in reiner Ausbildung seltene Massen, da die relativen Mengen der verschiedenen Componenten innerhalb eines Gesteinstypus, ja eines und desselben Gesteinskörpers oft nicht unbeträchtlich schwanken und die Zuweisung zu einem bestimmten Typus kann ihre Schwierigkeiten haben. Übergangsformen sind eben häufiger als die reinen Typen. Überdies darf man nicht vergessen, dass diese in gewissem Sinne mechanische Gruppirung, wie bei den Graniten, Fernerstehendes oft nahe zusammen, Zusammengehöriges auseinander rückt. Der Grund hiervon liegt darin, dass innerhalb jeder der angeführten Gruppen der Glimmer-, Amphibol- und Pyroxensyenite zwei chemisch durchaus differente Typen, ein an bivalenten Metallen armer, an Alkalien reicher und ein an bivalenten Metallen reicherer, an Alkalien ärmerer Typus, zusammengefasst sind. So erklärt es sich, dass gewisse Glimmersyenite näher mit Pyroxensyeniten, als mit anderen Glimmersyeniten verwandt sind. Um diesem Umstande Rechnung zu tragen, sollen im Folgenden die Typen, welche die Natur aufgestellt und im Allgemeinen recht scharf geologisch geschieden hat, auch in der Darstellung auseinander gehalten werden.

Bei den Glimmersyeniten unterscheiden wir einen an Oxyden der zweiwerthigen Metalle und demzufolge an farbigen Gemengtheilen reichen und einen an farbigen Gemengtheilen armen Typus. Der erste heisse nach einer Schwarzwalder Localität, dem Erzenbachthale auf Blatt Oberwolfach, der Erzenbachtypus, der zweite nach einem, von J. Francis Williams beschriebenen Vorkommen in Arkansas der Pulaskittypus.

Die Glimmersyenite vom Erzenbachtypus bilden im Schwarzwalde, hauptsächlich zwischen Rench- und Kinzigthal, stock- und gangförmige Massen, welche nicht direct nachweisbar mit den gewaltigen Granitstöcken in Verbindung stehen, oder sie erscheinen als randliche Ausbildungsformen dieser und zwar in einer extrem biotitreichen Form am nördlichen Granititmassiv des Schwarzwaldes,

welche Sauer als Durbachit beschrieb. Übergänge in Granitite und in dioritische, oder vielmehr quarzdioritische Formen sind nicht selten. Auch treten sie in einer an farbigen Gemengtheilen recht reichen Ausbildungsform zusammen mit granitischen Massen in gemeinschaftlicher Gangspalte als gemischte Gänge auf, kurz ihre nahen Beziehungen zu granitischen Tiefengesteinen von normalem Charakter sind unverkennbar. Die zahlreichen, bisher untersuchten Vorkommnisse zeigen keine kataklastischen Phänomene; ihre Eruption dürfte daher nach der letzten intensiven Faltung im Schwarzwalde sich vollzogen haben. Bei normaler Ausbildung besteht das Gestein aus herrschendem Orthoklas, reichlichem Oligoklas, braunem Biotit mit kleinem, aber etwas schwankendem Axenwinkel und etwas Quarz nebst wenig Eisenerz und etwas Apatit. Die Structur ist vollendet hypidiomorphkörnig. Meistens tritt eine sehr helle gelblichgrünliche Hornblende hinzu, die schön idiomorphe Ausbildung und grosse Neigung zu Zwillingsbildung zeigt. Biotithäufchen und einzelne Biotitblätter werden oft von schmalem oder auch breiterem Mantel streng idiomorpher Hornblende umwachsen. Quarz verschwindet gelegentlich ganz aus dem Gestein, Titanit mit herrschendem (I23) tritt sehr verbreitet, aber nicht constant auf. Durch Zunahme von Quarz entwickeln sich die Übergänge in Granitit, durch Überwucherung des Oligoklas diejenigen in Quarzdiorite, durch starke Glimmerentwicklung entstehen die Durbachitischen Grenzzonen des nördlichen Schwarzwaldmassivs. Dieser Erzenbachtypus der Glimmersyenite wurde bisher nachgewiesen auf den Sectionen Petersthal, Reichenbach (Holzwald, Seebach, Schapbach, Schönbach, Langengrund, Holchenbach, Freiersbach u. s. f.), Oberwolfach-Schenkenzell (Erzenbach, Hintergelbach, Holderbach u. a.), Zell-Oberharmersbach, Königsfeld selbständig, als Randfacies des mittelschwarzwäldischen (Tiefenbach bei Schapbach) und des nordschwarzwäldischen Granititmassivs (Durbach, Sect. Gengenbach). — Ausserhalb Europas kenne ich den Typus (frei von Quarz und fast absolut frei von Plagioklas) von der Star Hill Mine, Range VIII, Portland West, Prov. Quebec, Canada, apatitreich und mit etwas aus violetten und grünen Schalen aufgebautem Turmalin, der von einem Kiese eingehüllt ist, und von der Blessington Mine, lots 29 und 30, range I, Inchinbrooke, Prov. Ontario, turmalinfrei und mit etwas malakolithischem Pyroxen. — Nach den vorliegenden Beschreibungen dürften sich hier anreihen der von Tschihatscheff (bei Reusch) beschriebene Glimmersyenit von

Cingolina in den Euganäen, sowie ein von Philippson beschriebener aus dem nördlichen Norwegen, beide pyroxenhaltig, sowie ein von Becke (T. M. P. M. 1883. V. 148) erwähnter, sehr plagioklasreicher Glimmersyenit, der gangförmig den Amphibolgneiss von Stallegg in Niederösterreich durchsetzt. Wohl auch der von Dalmer beschriebene glimmerreiche Glimmersyenit von Rothschönberg, Sect. Tanneberg in Sachsen, und eine von Törnebohm erwähnte kleine Masse von Glimmersyenit mit Hypersthen und grüner Hornblende, die z. Th. den Hypersthen umrandet und aus ihm entstanden scheint, dürfte hierher zu stellen sein. — Auch Siegert beschreibt einen dem Erzenbachtypus verwandten Glimmersyenit, welcher sich als eine Modification des Meissener Granit-Syenitstocks bei Moritzburg auf Blatt Kötzschenbroda, Sachsen, bandartig zwischen Amphibolgranitit und Syenit einschiebt.

Während diese Glimmersyenite vom Erzenbachtypus sich eng an die Granitite und Amphibolgranitite anschliessen, wie das besonders ihre nahe Beziehung zu der durbachitischen Grenzzone des nordschwarzwäldischen Granititmassivs und ihr directes Auftreten als randliche Facies am Granititmassiv des mittleren Schwarzwaldes darthut, steht der an farbigen Gemengtheilen sehr arme Pulaskittypus den Alkaligranititen und Elaeolithsyeniten nahe. Man könnte gewiss die Nordmarkite Brögger's (S. 56), wie es dieser selbst wegen ihres geringen Quarzgehaltes auch thut, hierher stellen, und sie mit den Pulaskiten von J. Francis Williams vereinen. Die Zwischenstellung dieser Nordmarkite zeigt sich ja auch, was Brögger mit Recht hervorhebt, an den fast stets orthophyrischen, nur am Stenbrudsvand auch granophyrischen Grenzausbildungsformen.

Als Repräsentanten dieses Typus nehme ich den Pulaskit von Arkansas, welchen J. Fr. Williams als wahrscheinlich cretacischen Alters, oft porphyrartig durch Feldspathtafeln, von trachytoider Structur oder zwischen hypidiomorphkörnig und granitporphyrisch schwankend beschreibt. Als trachytische oder trachytoide Structur der Tiefengesteine hatte ich in der 2. Auflage dieses Buches S. 92 zuerst bei den Elaeolithsyeniten eine Ausbildungsform geschildert, bei welcher der Feldspath nicht, wie in den meisten Graniten, Syeniten, Gabbros u. s. f., in mehr oder weniger isometrischen Individuen, sondern in dünnen Tafeln nach M und in Säulen nach der klinodiagonalen Axe ausgebildet ist. Dadurch verliert das Gestein, mehr noch im Dünnschliff als im Handstück,

den Charakter des richtungslosen Gemenges, und je nach der Art der Anordnung der Feldspathleisten (im Durchschnitt) wird der Habitus ein verschiedener. In dem häufigsten Falle sind diese angenähert parallel oder schwach divergent geordnet und damit wird die Structur eine sehr trachytähnliche, wenn man von den hier viel grösseren Dimensionen der Feldspathleisten absieht. Weit seltener ist eine rohradiale Anordnung der Feldspathleisten, wie sie ja ebenfalls in Trachyten neben der parallel-fluidalen sich findet. — Die Pulaskite sind frei von Quarz und frei von Plagioklas, auch frei von Zirkon, ihr Feldspath ist nach der chemischen Untersuchung Natronorthoklas = Kryptoperthit Brögger's. Unter den farbigen Gemengtheilen, die sich gern häufchenartig zusammendrängen, herrscht ein vollkommen idiomorpher, braunroth durchsichtiger Biotit (Meroxen) mit $2E = 4^0$ oder kleiner. Er ist älter als der Amphibol, welcher bald braun (Barkevikit), bald grün (Arfvedsonit-ähnlich) ist; jünger als der Amphibol ist ein hellgrüner bis fast farbloser Pyroxen in Säulen und Körnern, nicht selten mit Aegirinmänteln. Die Summe dieser farbigen Gemengtheile ist sehr klein. Nebengemengtheile sind Titanit, Apatit und sehr spärlicher Magnetit. Als Übergemengtheile erscheinen gelegentlich blauvioletter Flussspath, sowie spärlich Sodalith und Elaeolith, letzterer nie idiomorph, sondern als Füllmasse. Diese Mineralien bestimmen die für die Systematik wichtige Verwandtschaft mit Elaeolithsyenit. Der Elaeolith ist oft in Analcim umgewandelt; secundärer Aegirin setzt sich in dünnen Nadeln gern an die Amphibole und den Magnetit. — Der Pulaskit bildet eine mächtige Gangmasse in den Fourche Mountains, Arkansas. Diesen Angaben des zu früh verschiedenen wackeren und hoffnungsvollen jungen Forschers habe ich auf Grund der Untersuchung von Handstücken von den Fourche Mountains und von Little Rock nur hinzuzufügen, dass auch Ainigmatit sehr spärlich als Übergemengtheil auftritt. — Von dem Pulaskit weicht der „porphyrartige Syenit" von Saline County nur dadurch ab, dass unter den farbigen Silikaten die arfvedsonitische Hornblende überwiegt, Biotit und Pyroxen sehr zurücktreten.

Von anderen Localitäten ist mir dieser pulaskitische Typus der Glimmersyenite nur spärlich bekannt geworden. So erhielt ich ihn durch Herrn Derby's Güte vom Cabo Frio bei Rio de Janeiro, wo er mit Elaeolithsyenit associirt ist. In Folge seines weit feineren Kornes ähnelt er äusserlich dem Arkansas-Gestein nicht, hat aber durchaus analoge Zusammensetzung. Der Feldspath ist theils

Orthoklas, theils Mikroklinperthit. Quarz fehlt und Kalknatronfeldspäthe wurden ebenfalls nicht sicher constatirt. Unter den spärlichen farbigen Gemengtheilen herrscht der braune Biotit; er wird begleitet von grünem Augit, Barkevikit und Arfvedsonit, welch' letzterer oft randlich an dem braunen Barkevikit angewachsen ist. Alle diese farbigen Gemengtheile zeigen auffallenderweise keine idiomorphe Begrenzung, sondern sind sogar z. Th. skelettartig entwickelt und mit farblosen Gemengtheilen durchwachsen, wie das auch bei Elaeolithsyeniten vorkommt. Titanit mit herrschendem (011), Apatit und sehr spärliche Eisenerze sind die Neben-, etwas Sodalith, Elaeolith, Laavenit und Rinkit die Übergemengtheile. Secundär ist Cancrinit. Eines der mir vorliegenden Handstücke stammt von einem Gange, welcher Gneiss, Diabas und Tinguáit durchsetzt (cf. Orville A. Derby, Q. J. G. S. 1891. XLVII. 251). — Diesem Gestein scheint nach der Beschreibung Törnebohm's der feinkörnige, geologisch mit Pyroxensyeniten verknüpfte, Glimmersyenit aus der Gegend von Ivigtut in Grönland, zumal auch in dem Mangel der idiomorphen Begrenzung der Gemengtheile, zu ähneln. — Ob nicht vielleicht auch die von Philippson beschriebenen, oben zum Erzenbachtypus gestellten augitführenden Glimmersyenite aus dem nördlichen Norwegen eher hierher gehören, vermag ich nicht zu bestimmen. — Auch von der Serra de Mendonha im Staate Rio de Janeiro liegt mir dieser Typus quarzfrei und mit Biotit als einzigem farbigem Gemengtheil durch Herrn Derby's Güte vor. Aus der Provinz San Paulo sandte mir ihn Herr H. Bauer; hier ist der Biotit zum grossen Theil in einen bläulichgrünen Chlorit umgewandelt. — Endlich zeigen den gleichen oder doch nahe verwandten Typus Handstücke aus der Lochaber Township in Canada (der Feldspath hat den Habitus der Anorthoklase) und von Roslagen in Schweden.

Die Amphibolsyenite, gewöhnlich schlechthin Syenite genannt, zeigen ebenfalls einen zweifachen Charakter. Der an zweiwerthigen Metallen und demzufolge an farbigen Gemengtheilen reichere Typus vom Plauenschen Grund bei Dresden ist der verbreitetste nach dem heutigen Standpunkt unserer Kenntnisse. Derselbe ist auf das engste mit Granititen verknüpft und geht in diese durch Zwischenformen über. Gehört doch auch der Syenit vom Plauenschen Grund zum Meissener Granitit-Syenitmassiv. Der zu demselben Massiv gehörige normale Syenit von Burgstädtel und Tronitz, Section Kreischa-Hänichen in Sachsen, ist fluidal struirt,

geht nach Beck ganz allmählig nicht nur in Hornblendegranitit, sondern auch, so am Röhrsdorfer Teich, nördlich Wittgensdorf, in Quarzglimmerdiorit und Quarzaugitdiorit über, dessen Augit ein brauner Pyroxen mit Diallaghabitus ist. Danach ist die Stellung dieses Typus als den granitodioritischen Magmen (cf. H. R., Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. T. M. P. M. 1889. XI. 144) zugehörig fixirt. Auch darin documentirt sich die geologische Zusammengehörigkeit, dass diesem Typus der Quarz nur ganz ausnahmsweise fehlt (Kisselbusch bei Löhrbach im Odenwald). Neben dem allbekannten Vorkommen des Plauenschen Grundes wird dieser Typus in vorzüglicher Schönheit auch von dem Gestein von Biella in Piemont vertreten. Allenthalben ist hier der Titanit in den bei den Graniten beschriebenen Krystallformen der verbreitetste Übergemengtheil, älter als die Hornblende und mit dieser gern unmittelbar verwachsen*. Kleine Körner von Titanit dürften, wie bei den Amphibolgraniten, ihre Entstehung dem Ilmenit und titanhaltigen Magnetit verdanken. — Orthit kommt ziemlich verbreitet, aber doch stets spärlich vor. — Neben der fast stets grünen Hornblende ist fast allenthalben Biotit in wechselnden Mengen vorhanden; er fehlt vollständig in dem quarzarmen bis quarzfreien Syenit vom Kisselbusch bei Löhrbach im Odenwald und kommt an Menge der (auffallenderweise braunen) Hornblende gleich in einem ebenfalls von Cohen beschriebenen Syenit von Palma, an dessen Zugehörigkeit zu dem vorliegenden Typus man übrigens zweifeln kann. — Augit erscheint accessorisch neben Hornblende in den als Facies der Amphibolgranite zu betrachtenden Syeniten der Südvogesen (z. B. Rochesson) und der Gegend von Meissen und Moritzburg in Sachsen. Auch in der Gegend zwischen Glatz und Reichenstein in Niederschlesien zeichnen sich nach Traube die Syenite durch einen ziemlich constanten Gehalt an Augit aus. Da Traube die Hornblende dieser Gesteine durchweg für secundär hält, bezeichnet er sie als Augitglimmersyenit. — Selten erscheint accessorisch der Granat, so in einem Syenit von Sandfjord auf Sörö, Westfinnmarken, Norwegen. — Secundär sind Epidot, Carbonate, Limonit und gelegentlich feinkörnige oder feinfasrige Chalcedonpartien; alle diese entstehen vorwiegend aus der Hornblende, nach welcher sie vollkommene Pseudomorphosen bilden, z. Th. unter Mitwirkung der

* Eine Umwandlung des Titanit in Anatas beschreibt Doss vom Plauenschen Grunde; sie beschränkte sich auf die in Hornblende liegenden Individuen und fehlte den in Feldspath eingeschlossenen.

aus dem Feldspath stammenden Lösungen. Ebenso entstehen Carbonate, dann gern im Gemenge mit Titaneisen, aus Titanit. — Der Quarz dieser Syenite enthält unter seinen Flüssigkeitseinschlüssen gelegentlich auch solche von liquider Kohlensäure; so erwähnt Hawes dieselben in dem Quarz eines durch accessorischen Calcit charakterisirten Syenits von Columbia, N. H. — Ein dem Gneiss eingelagertes, von Sauer bei dem Zinken im Wildschapbachthale im Schwarzwald aufgefundenes Syenitvorkommen nimmt eine Zwischenstellung zwischen normalem Syenit und den Glimmersyeniten des Erzenbachtypus ein.

Ein an farbigen Gemengtheilen armer, offenbar alkalireicher Typus der Amphibolsyenite — er heisse der Albany-Typus vorläufig — unterscheidet sich vom vorigen nicht nur durch das auffallende Vorherrschen der Feldspathe, sondern auch durch den fehlenden oder spärlichen, sehr selten häufiger werdenden Quarz und durch das Auftreten sehr eisenreicher, z. Th. auch alkalireicher Amphibole. Hierher rechne ich ein zuerst von G. Hawes beschriebenes Vorkommen von Albany, N. H., mit blauem Riebeckit. Der Feldspath dieses Gesteins ist meistens kurzleistenförmig im Schnitt, tafelförmig nach M im Handstück und zeigt bisweilen eine wegen ihrer Feinheit kaum wahrnehmbare Zwillingsstreifung. Der unzweifelhafte Orthoklas tritt zurück, umrandet nur den erstgenannten Feldspath oder bildet den Kitt zwischen dessen Tafeln. Der fein zwillingsgestreifte Feldspath besitzt den Habitus des Anorthoklas und zeigt auch allenthalben sehr geringe Auslöschungsschiefen. Wie weit eine Deutung in diesem Sinne richtig sei, könnte nur eine Analyse zeigen. — Niedzwiedzki haben offenbar ähnliche Verhältnisse vorgelegen bei der Beschreibung seines Syenits Var. B von der Vladaja Rjeka, östlich von Sophia. Quarz kommt nur spärlich und anscheinend secundär im Riebeckitsyenit von Albany vor. — Verwandte Gesteine wurden mir bekannt von Curtis Point, Beverley, Mass., ihr Feldspath ist Mikroperthit, ihr Amphibol nach Pleochroismus, Schwäche der Doppelbrechung und kleinem c : c arfvedsonitisch. Quarz fehlt, ist aber in einem anderen Vorkommen von Beverley, dessen Amphibol zur basaltischen Hornblende gehört, nicht allzu spärlich. — Stjernsvall beschreibt einen Amphibolsyenit vom östlichen Strande von Vähä-Kurkkio in Lätäseno in finnisch Lappmarken, worin ein 7 cm mächtiger Gang aufsetzt, dessen Gestein ausser den normalen Syenitgemengtheilen kleine Körner eines für Nephelin gehaltenen Minerals beobachten lässt.

Umptekit hat Ramsay nephelinfreie oder sehr nephelinarme Syenite genannt, welche mehrfach am Rande des Elaeolithsyenitmassivs vom Umptek auf der Halbinsel Kola auftreten. Sie bestehen zum weitaus grössten Theile aus nahezu isometrischen Individuen von Alkalifeldspathen in mannichfach perthitischer Verwachsung von Orthoklas, Natronorthoklas und Albit, der auch wohl die Orthoklase umrandet. Unter den sonstigen Gemengtheilen steht an erster Stelle eine dem Arfvedsonit nahestehende Hornblende mit $a:c$ etwa $= 32^0$ für Na-licht und starker Dispersion der Bissectricen, so dass bei Anwendung rothen Glases $a:c = 30^0$, bei grünem Glase $= 35^0$ etwa gefunden wurde. Der Pleochroismus ist a grünblau, b grün, c röthlichbraun; randlich geht diese Arfvedsonithornblende, wie sie Ramsay nennt, gern in echten Arfvedsonit mit $a:c = 20^0$ etwa und a grünblau, b lavendelblau, c hellbräunlich über. Er ist allotriomorph und verwächst gern lappig mit dem Albitmantel der Feldspathe, oder liegt in den Zwickeln zwischen den Feldspathen. Aegirin liegt in Nadeln im Feldspath und bildet grössere, nicht scharf idiomorphe Individuen, die bisweilen schriftgranitisch mit Feldspath oder ? Sodalith durchwachsen sind. Aegirin und Arfvedsonithornblende durchdringen sich gleichfalls schriftgranitisch. Accessorisch trifft man ? Laavenit, Titanit, Apatit, Magnetit, ? Rosenbuschit, ? Pyrochlor, Biotit, Ainigmatit, Cancrinit, Nephelin, ? Sodalith. — Ramsay betrachtet den Umptekit als eine Art endomorpher Modification des Elaeolithsyenits des Umptek.

Hierher stelle ich auch ein von W. Lindgren als Sodalithsyenit von Square Butte, Montana, beschriebenes postcretacisches Gestein. Dasselbe besteht aus Orthoklas mit wenig Albit, einer sehr alkalireichen, tiefbraunen, barkevikitischen Hornblende und etwa 8 % vollkommen frischem Sodalith nebst Analcim, welcher theils miarolitische Räume füllt, theils im Feldspath liegt. Elaeolith fehlt und könnte höchstens das Muttermineral des Analcim sein. Erze fehlen. Der schlankprismatische Barkevikit ist älter als Feldspath, dieser älter als Sodalith, welcher seinerseits idiomorph ist gegen Analcim (mit Feldertheilung und schwacher Doppelbrechung). Der Barkevikit mit höchstens 13° Auslöschungsschiefe geht bisweilen randlich in grüne Hornblende mit bis zu 25° steigender Auslöschungsschiefe über.

Die Abtheilung der Pyroxensyenite hat eine selbständige Stellung erst durch die Untersuchungen G. vom Rath's an dem Monzoni-Gebirgsstock gewonnen. Dieselben, es sind eigentliche

Augitsyenite, setzen nach den Angaben des genannten Forschers vorzüglich das südliche Gehänge dieses Massivs zusammen, erscheinen aber auch in bedeutender Entwicklung an den östlichen und westlichen Partien des Nordabhangs. Neben den wesentlichen Gemengtheilen: Orthoklas (mit nicht unbedeutendem Kalk- und Natrongehalt), Plagioklas von wechselnder Zusammensetzung, Augit und Biotit treten Hornblende, Titanit, Pyrit, Magnetit, Apatit und etwas Zirkon sehr allgemein, Melanit, Olivin und Hypersthen nur vereinzelt, letzterer nur als Umrandung des Olivin auf. Feldspath und Biotit zeigen oft auf weite Erstreckung hin je die gleiche krystallographische Orientirung. Die relativen Mengen von Orthoklas und triklinem Feldspath, welch letzterer gegenüber dem Orthoklas idiomorph ist, schwanken in weiten Grenzen, so dass förmliche Übergänge in die mineralogische Zusammensetzung des Diabas statthaben. Doch gelangt nirgends eine eigentliche Diabasstructur zur Entwicklung; man würde statt Diabas besser Gabbro sagen. Der oft von Hornblende umrandete Augit erweist sich durchweg älter als die Feldspathe, z. Th. älter, z. Th. jünger als Biotit, stets jünger als Apatit, Zirkon, Erze, Titanit, Olivin und Hypersthen. — Quarz scheint in primärer Form durchaus zu fehlen. Übergänge in Glimmersyenit sind nicht selten. — In gleicher Ausbildung findet sich der Augitsyenit bei Predazzo. Nach Hansel führt der Feldspath dieses Gesteins gelegentlich Glaseinschlüsse. — Dasselbe Gestein, mit einem sehr natronreichen Orthoklas, findet sich nach vom Rath in den Pyrenäen. — Die südtyrolischen Augitsyenite sind auffallend reich an den nicht feldspathigen Gemengtheilen und unterscheiden sich dadurch von allen anderen mir bekannt gewordenen Typen. Ihre geologische Verbindung mit Gabbro-artigen Gesteinen trennt sie ebenfalls von den anderen Augitsyeniten und lässt in denselben vielleicht Tiefenfacies von gewissen, in die Keratophyr-Reihe gehörigen Ergussgesteinen vermuthen. Auf die Anwesenheit eines Alkalisyenits oder Elaeolithsyenits in der Tiefe deutet ja auch der Liebeneritporphyr dieses Gebiets. — Andererseits zeigen sie structurell und stofflich eine unverkennbare Verwandtschaft mit gewissen Ausbildungsformen von theralithähnlichen Plagioklasgesteinen, welche mit den Elaeolithsyenitmassen in der Umgebung von Montreal, bei Boston (Essexite Sears), am Cabo Frio bei Rio de Janeiro u. s. w. verknüpft sind und zu denen ich auch das Rongstocker Massiv im Elbthale rechne, welches durch die schönen Untersuchungen von Hibsch ein allgemeines Interesse ge-

wonnen hat. Vorläufig werde ich diesen Typus der Augitsyenite als den Monzoni-Typus bezeichnen. Vielleicht muss man hierher das zuerst von Reusch entdeckte, zuerst von Tschihatscheff, später von Graeff und Brauns wieder untersuchte Vorkommen von Cingolina in den Euganäen stellen. Dasselbe wäre anscheinend schlierenartig mit Olivingabbro verwoben, was für die Einreihung an dieser Stelle sprechen würde.

Hieran schliesst sich eine Gruppe von Augitsyeniten, als deren Repräsentant das von Klemm beschriebene Vorkommen von Gröba bei Riesa in Sachsen betrachtet werden möge. Es ist ein quarzarmer, an Plagioklas reicher Syenit, dessen grüner, gelegentlich ins Violette spielender Augit von reichlichem idiomorphem bis rundlichem Hypersthen, etwas Biotit und sehr wenig Hornblende begleitet wird. Der Augit enthält ziemlich allgemein Täfelchen von Eisenglimmer und wo er sich mit dem Feldspath berührt, beobachtet man bisweilen eine Durchwachsung des letzteren mit Augitstengelchen und Biotitblättchen, welche senkrecht zur Augitgrenzfläche stehen. Ein zu diesem Gröba-Typus gehöriges Gestein, dessen grüner Augit z. gr. Th. wie in den Augitdioriten mit grüner Hornblende durchwachsen und von ihr umwachsen ist, wurde mir durch Sauer's Freundlichkeit aus dem Meissener Massiv bekannt. Die Beziehungen dieses Typus von Gröba zu normalen Granititen, also zu granitodioritischen Magmen sind unverkennbar. — Irving und van Hise beschreiben verwandte Vorkommnisse aus dem Grundgebirge von Michigan und Wisconsin.

In einer hiervon ganz verschiedenen Sippe findet eine andere Gruppe von Pyroxensyeniten ihre natürliche Stellung, welche bei allen Verschiedenheiten im äusseren Aussehen das gemeinsam haben, dass die feldspathigen Gemengtheile in hohem Grade herrschen, die farbigen sehr stark zurücktreten. Diese Gesteine schliessen sich den foyaitischen Magmen (cf. H. R. Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. T. M. P. M. 1889. XI. 144) an und erscheinen daher auch oft in Gesellschaft von Elaeolithsyeniten. Eine der hierher gehörigen Abarten wurde zuerst von G. Hawes aus der Gegend von Jackson, Stark (mit viel Monazit) und Columbia in New Hampshire beschrieben. Der Feldspath dieser Gesteine ist vorwiegend Mikroperthit, enthält aber nicht selten Centren eines Kalknatronfeldspathes und Mäntel von Orthoklas. Quarz fehlt oder ist doch nur sehr untergeordnet vorhanden, und dann nicht immer mit Sicherheit primär. Auch Olivin findet sich gelegentlich

accessorisch. Der bald grüne, bald bräunlichviolette Augit ist idiomorph und zeigt sehr oft schmale Umsäumung durch grüne oder braune alkalihaltige Hornblende. Das Korn schwankt vom mittleren zum feineren; die Structur ist hypidiomorphkörnig oder trachytähnlich. — Offenbar ist, wie das auch Brögger vermuthungsweise ausspricht, mit dieser Abart sein Åkerit oder quarzführender Augitsyenit nahe verwandt. Die geringe oberflächliche Verbreitung desselben im südlichen Norwegen liegt ganz ausserhalb des unten zu besprechenden Laurvikittypus. Der Feldspath hat die normale Begrenzung mit herrschendem P und M, so im Lakkolith von Foss, südlich von Tuft, und Ramnäs. Meist sind nur die mehr oder weniger porphyrischen Grenzfacies sichtbar, so in Ringerike. Sie bestehen aus Orthoklas, Plagioklas, grünem, gern idiomorphem, diopsidartigem Pyroxen nebst braunem Biotit. Der Pyroxen ist z. Th. in grüne fasrige, z. Th. in braune, wohl auch in glaukophanartige Hornblende nach Brögger umgewandelt. Sodalith, Elaeolith und Olivin fehlen fast stets, dagegen ist Quarz, wenn auch in geringer Menge meistens vorhanden, die Structur ist ganz hypidiomorph, nur der Apatit ganz idiomorph. Um die Erze finden sich Biotitkränze. Der Quarz erscheint z. Th. als Füllmasse, z. Th. in granophyrischen Verwachsungen. Auch die Plagioklaskerne in den Feldspathen und die oft breiten Orthoklasmäntel finden sich hier wieder. Der Åkerit von Ramnäs geht an seiner Grenze mit stark zunehmender Acidität in Felsitporphyre (im Sinne Tschermak's) über. Hierher gehörige Gesteine treten nach Brögger auch am Ullernaas bei Christiania und am Vettakolln, hypersthenführend am Barnekjern, sonst auch hornblendeführend auf, wonach er Hypersthen-Åkerit und Hornblende-Åkerit unterscheidet. Er nennt die Åkerite verhältnissmässig reich an farbigen Gemengtheilen. Trotz dieser Abweichung und trotzdem es nicht das erstbeschriebene Vorkommen ist, wollen wir diesen Typus den Åkerittypus nennen.

Bei den oben erwähnten brasilianischen Glimmersyeniten vom Pulaskittypus bilden sich durch Zunahme des Augitgehalts Gesteine heraus, die als Übergänge zu dem Åkerittypus aufgefasst werden können. Dann tritt auch der Titanit zurück und verschwindet z. Th. ganz aus dem Gesteinsgewebe. Solchen Formen ähnliche Vorkommnisse beschreibt kurz Evans auch vom Pão d'Assucar am Ostufer des Paraguay unter 21° 25′ südl. Breite und von einer 6 km südlich hiervon gelegenen Localität. Doch tritt hier der Plagioklas stärker hervor und die Gesteine enthalten, wenn auch

secundären, Quarz. Evans macht darauf aufmerksam, dass eine Beziehung zu den weiter südlich in Paraguay bekannten Nephelinbasalten vorhanden sein könne.

Törnebohm beschreibt grobkörnige und feinkörnige Aegirinsyenite aus Grönne Dal, östlich von Ivigtut in Südgrönland, welche grosse Ähnlichkeit mit den brasilianischen zu besitzen scheinen. Neben Elaeolith und Sodalith, welche in der grobkörnigen Varietät in Krystallen zusammen mit leistenförmigem Orthoklas auftreten, fehlt auch der Cancrinit nicht, der z. Th. für secundär aus Nephelin entstanden gehalten wird. Der Pyroxen ist hier aber ein saftgrüner Aegirin. Titanit fehlt auch hier. Ein braungelb durchsichtiges Mineral in oktaëderähnlichen mikroskopischen Krystallen, welches in den feinkörnigen Varietäten auftritt, wird für Pyrochlor angesprochen. Der Feldspath in einer der feinkörnigen Varietäten bildet lang- und schmalleistenförmige Individuen, welche nur selten die deutliche Zwillingsstreifung der Plagioklase, öfter eine „mikroklinartige Flammigkeit" und Karlsbader Zwillingsbildung zeigen. Das erinnert an die Anorthoklase. Der Glimmer bildet sehr dünne Blättchen und Blätteraggregate, ein Verhältniss, welches gleichfalls bei den feinkörnigen brasilianischen Varietäten sich findet. Westlich von Ivigtut, so z. B. bei Tuapaitsiait, finden sich ähnliche Gesteine.

Reine Aegirinsyenite ohne andere farbige Gemengtheile treten bei Areia Preta in São Paulo, Brasilien, auf und J. Francis Williams beschreibt sie quarzhaltig und grobkörnig von den Fourche Mountains in Arkansas. Der Quarz ist secundär und an die Stelle eines verschwundenen Minerals getreten. Der Pyroxen ist reiner Aegirin, im Gestein von Areia Preta ein dem Aegirin nahestehender Aegirinaugit.

Feinkörnige miarolitische Aegirinsyenite verwandter Art beschreibt Osann aus dem Mosquez Cañon zwischen Fort Davies und der Station Alpine der Southern Pacific-Bahn in Westtexas. Ausser mikroperthitischem Alkalifeldspath sind nur Aegirin und Aegirinaugit in unregelmässigen Körnern vorhanden.

Sehr nahe mit dem Åkerittypus scheint ein von Sears beschriebener, etwas Quarz führender, neben Augit auch Biotit und braune Hornblende haltender Augitsyenit von Gloucester in Essex Co., Mass., verwandt zu sein. Er bildet einen Theil eines grossen Tiefengesteinscomplexes.

Vielleicht gehört auch hierher der Uralitsyenit Jeremejeff's

vom Dorfe Turgojak im Ural. Der Orthoklas dieses Gesteins, welcher Eisenglanztäfelchen umhüllt, zeigt ausser den normalen Spaltbarkeiten nach (001) und (010) noch eine solche nach einem Orthodoma, welches um 68° 50′ gegen (001) geneigt ist. Die Eisenglanztäfelchen liegen parallel diesen drei Spaltflächen. Der Titanit dieses Syenits, welcher die gewohnte Form hat, besitzt einen schaligen Bau nach zwei sich unter 126° schneidenden und wie eine Hemipyramide liegenden Flächen. Die eine dieser Absonderungen giebt glänzende und ebene, die andere matte und unebene Flächen. Jeremejeff führt diese Theilbarkeit auf Druckverhältnisse zurück, welche durch die Umwandlung anderer Gesteinsgemengtheile bedingt wären. Das Auftreten schiefriger Gesteinsformen neben massigen an der genannten Localität könnte auch auf andere Ursachen hindeuten. Die angegebene ungewohnte Spaltbarkeit (Murchisonitspaltung) ist für die Orthoklase mancher Elaeolithsyenite charakteristisch und deutet vielleicht eine Verwandtschaft nach dieser Richtung an. — Ob auch die von Bergt beschriebenen Uralitsyenite der Sierra Nevada de Sta. Maria hierher gehören oder zum Gröba-Typus, ist aus der Beschreibung nicht ersichtlich.

Eigel beschreibt eigenthümliche Augitsyenite von den Inseln des Grünen Vorgebirges, welche wesentlich aus 33 % Orthoklas und 66 % Augit und Magnetit bestehen, wozu sich etwas Olivin und Apatit gesellen. Man könnte bei dem hohen Gehalt an Pyroxen und Erzen daran denken, sie in Parallele zu den Jacupirangiten des Staates São Paulo in Brasilien zu bringen. Eine Verwandtschaft zum Monzoni-Typus hätte sich gewiss dem Verfasser aufgedrängt.

Lindgren schildert kurz intrusive Massen von Augit-Glimmersyeniten von Little Belt und Highwood Mountains in Montana, welche jedenfalls nach ihrer geologischen Stellung ungefähr hierher gehören dürften. In demselben Gebiete (Highwood Mountains) treten nach demselben Verfasser gangförmig Gesteine auf, die er Trachyte nennt und die eine Reihe bilden, an deren einem Pol fast reine Orthoklasgesteine mit spärlichem Augit stehen, während der andere Pol Gesteine von basaltischem Habitus enthält, die in einer Grundmasse von Sanidin und Augit Einsprenglinge von Augit besitzen. Es wird weiterer genauerer Beschreibungen bedürfen, ehe man diesen Gesteinen ihre richtige Stellung anweisen kann. Montana dürfte berufen sein, noch manchen wichtigen Typus von Gang- und hypoabyssischen Tiefengesteinen zu liefern.

Philippson beschreibt Augitsyenite von den Lofoten, über deren Stellung innerhalb eines natürlichen Systems sich zur Zeit nichts bestimmen lässt.

Einen eigenartigen Typus der an farbigen Gemengtheilen armen, alkalireichen Augitsyenite stellen die durch die Rhombenform ihrer Feldspathe (Natronorthoklas oder Anorthoklas) charakterisirten Vorkommnisse zwischen Christianiafjord und Langesundfjord im südlichen Norwegen dar. Brögger nennt sie Laurvikite. Im Osten, zumal in der Gegend von Tönsberg, sind sie roth, im Westen (Laurvik, Lougenthal u. s. w.) perlgrau. Als farbige Gemengtheile finden sich in zu einander sehr wechselnden Mengen ein dunkler, TiO_2-haltiger Augit oder grüner Aegirinaugit nebst anderen Abarten, Lepidomelan und barkevikitische Hornblende. Olivin ist sehr verbreitet, Apatit reichlich, das Eisenerz ist titanhaltiger Magnetit mit deutlicher Spaltung nach (111), Zirkon in wechselnder Menge. Sehr untergeordnet, aber ziemlich allgemein vorhanden sind Sodalith und Elaeolith. Quarz und eigentlicher Plagioklas fehlen durchweg; Titanit ist selten, Cancrinit gelegentlich vorhanden. Die farbigen Gemengtheile agglomeriren sich gern derart, dass um den in Körnern, sehr selten in Krystallen ausgebildeten Olivin sich unmittelbar Lepidomelan, die Pyroxene (gelegentlich auch Hypersthen) und die braune Hornblende ansetzen. Aegirinaugit, welcher z. Th. dem Aegirin sehr nahe steht, verwächst nicht selten in inniger Durchdringung parallel mit brauner Hornblende oder liegt in zahlreichen, zu einander parallelen Individuen in dem und um den Lepidomelan. Arfvedsonitische Hornblende erscheint gelegentlich (Kjörtingholmen), ebenso grüngelbliche, wie sie in den Glimmersyeniten des Erzenbachtypus vorkommt (Fagersheim bei Tönsberg). — Feldspath und Elaeolith enthalten nicht selten Flüssigkeitseinschlüsse, ersterer spärlicher als der Elaeolith, und sind oft von winzigsten Aegirinnadeln durchspickt oder umschliessen auch Blättchen von Eisenglimmer und Titaneisenglimmer. Im Feldspath und Elaeolith entstehen secundär Zeolithnadeln (von Natrolith, oder wie Brögger für wahrscheinlicher hält, von Thomsonit). — Die Feldspathe dieser Gesteine zeigen oft eine eigenthümliche Fleckigkeit und undulöse Auslöschung; an guten Präparaten überzeugt man sich dann unschwer, dass beide Erscheinungen auf höchst mikroskopischen Zwillingspolysynthesen beruhen. Solche Feldspathe löschen dann auch oft gar nicht vollkommen das Licht aus zwischen gekreuzten Nicols und zeigen bei der Drehung aus der Dunkel-

stellung nach der einen Seite eine bläuliche, nach der anderen eine gelbbräunliche Interferenzfarbe, wie Substanzen mit starker Bissectricen-Dispersion. Quarz tritt, nach Brögger's Angaben und soweit meine Erfahrungen reichen, in einiger Häufigkeit in den rothen Laurvikiten der Gegend von Tönsberg (Fagersheim, Bollärene, Nevlungshaven) in das Gesteinsgewebe ein. Die Grenzfacies der Laurvikite hat den Charakter der Rhombenporphyre.

Die „augitführenden Glimmersyenite" Brögger's aus dem Kirchspiel Hedrum haben nicht die Rhombenform der Feldspathe und unterscheiden sich von den eigentlichen Laurvikiten, von denen sie jedoch nur eine besondere Ausbildungsform darstellen, durch die Seltenheit des Elaeolith und Sodalith, die Häufigkeit des Titanit, das Vorhandensein des Oligoklas neben den Alkalifeldspathen und den grösseren Reichthum an Glimmerblättern, deren Dimensionen oft mehrere Centimeter erreichen. Durch diese augitführenden Glimmersyenite stellt sich die Verbindung des Laurvikittypus mit dem Pulaskittypus her. So ist z. B. ein solcher von Högvik in Hedrum nicht wohl vom Pulaskit aus Arkansas zu unterscheiden.

Diesen südnorwegischen Typen sehr ähnliche Augitsyenite beschreibt Högbohm aus dem Gebiete von Ragunda in Angermanland; sie stehen in geologischer Verbindung mit Granitgesteinen vom Nordmarkittypus.

Osann (ungedruckte Mittheilung) verdanken wir werthvolle Mittheilungen über die nahe verwandten Augitsyenite aus den Sawtooth Mountains östlich von der Station Valentine an der Southern Pacific-Eisenbahn in Westtexas. Es sind quarzfreie Syenite mit deutlich miarolitischer Structur, deren kurzleistenförmige bis rectanguläre trübe Orthoklase mit einem klareren Plagioklas mikroperthitisch verwachsen oder ihn auch als Kern umhüllen. Die Feldspathe haben vollkommen wasserhelle Fortsetzungen hinein in die miarolitischen Drusen, aber diese Fortsätze bestehen nur aus dem wasserhellen Plagioklas. Als farbige Gemengtheile sind neben hellgrau durchsichtigem Malakolith, der viel farblose Glaseinschlüsse beherbergt, mit Mänteln von Aegirinaugit, eine eigenthümlich gelbe Hornblende mit hellgelbbraun für die parallel a, rothbraun für die parallel b und grünbraun für die parallel c schwingenden Strahlen und spärlicher Glimmer vorhanden. Die Hornblende hat starke Auslöschungsschiefe mit c : c bis zu 25° und ist, wie auch der Malakolith zuweilen, stark dunkel durchstäubt.

Wo sie mit dem Malakolith parallel verwächst, liegt sie stets randlich und wird z. Th. für paramorph nach dem Pyroxen gehalten. Der spärliche Biotit ist zwischen hellgelb bis farblos und rothbraun pleochroitisch und bildet Häufchen von Blättchen, die sich um Eisenerzkörner ordnen, oder Pseudomorphosen nach einem Mineral umranden, welches wohl Olivin war. Reichlich ist Apatit, Zirkon und neben ihnen ein Ti-haltiges Eisenerz vorhanden. In den miarolitischen Drusen erscheint bisweilen secundärer Quarz. Dieses keineswegs die Hauptmasse des Stocks bildende hypidiomorphkörnige Tiefengestein nimmt nach der Grenze hin zuerst eine porphyrartige, dann eine porphyrische Structur dadurch an, dass sehr frische perlgraue Einsprenglinge von Feldspath erscheinen, welche die typische Rhombenform der südnorwegischen gleichen Bildungen besitzen; d. h. es entwickelt sich eine Grenzfacies von Rhombenporphyr gerade so wie in Südnorwegen, dabei wird die anfangs recht körnige Grundmasse dichter und dichter mit Annäherung an die Gesteinsgrenze. Diese Rhombenfeldspathe sind oft schon makroskopisch, fast stets mikroskopisch von einem Mantel trüben Feldspaths umgeben, welcher sich scharf, aber mit rundlichem Grenzverlauf von dem frischen Kern abhebt und gegen diesen durch einen Kranz von Augitkörnern markirt ist. Nach aussen verzahnt sich der trübe Feldspathrand innig mit den Feldspathen der Grundmasse, so dass die Einsprenglinge dann sich nur schwer aus dem Gestein herauslösen. Wo dieser trübe Rand fehlt, fallen sie leicht aus dem Gestein heraus. Der trübe Rand dieser 1—2 cm grossen Einsprenglinge ist parallel mit dem frischen Kern orientirt und die Zwillingsgrenze nach dem Karlsbader Gesetz, mehr oder weniger genau parallel dem Orthopinakoid, geht gleichmässig durch Kern und Schale in der Richtung der Diagonale des spitzen Prismenwinkels. Diese Rhombenfeldspathe haben auch die gleichen Interpositionen, wie die der südnorwegischen Vorkommnisse zwischen Christiania- und Langesundfjord. Schnitte nach P (001) lassen nur randlich sehr schmale Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz wahrnehmen, die fast genau parallel der Zwillingsgrenze auslöschen; bei dem durchaus homogenen Centrum der Schnitte ist dieses genau der Fall. In Einschlussgestalt enthalten sie Oligoklas mit einer kleinen Auslöschungsschiefe. Schnitte nach M (010) zeigen beide Feldspathe ohne Zwillingslamellen in unregelmässigen Partien durchwachsen, wobei die Auslöschungsschiefe des Oligoklas 3°—4,5°, die der Hauptmasse 1,5°—3° beträgt. In Schnitten senkrecht zu P und

M findet man durchgreifende, theils einfache Zwillingslamellirung nach dem Albitgesetz, theils kreuzweise Lamellirung, wie bei Mikroklin, mit einer Auslöschungsschiefe von 16°—19°. Diese Feldspathe stimmen also genau mit den südnorwegischen und gehören zum Anorthoklas (Natronmikroklin Brögger's). Äusserlich begrenzt werden sie von T und l mit schmalem M in der Prismenzone, von P und kleinem y terminal. Osann kommt zu der Überzeugung, dass die so häufige Linsenform, die trübe Umrandung u. s. w. eine Folge von Resorptionsvorgängen ist. In den porphyrartigen Randzonen tritt der Pyroxen stark zurück, die Hornblende dagegen reichert sich an, der Glimmer bleibt spärlich. Die Grundmasse-Feldspathe werden etwas länger und strenger idiomorph und zwischen ihnen erscheint etwas Quarz. Erst in der ganz dichten Grenzfacies wird der Feldspath der Grundmasse eigentlich leistenförmig.

Ein Rückblick auf die Familie der syenitischen Gesteine zeigt, dass eine Verwandtschaft zwischen Typen derselben mineralogischen Zusammensetzung, wie zwischen dem Erzenbach- und Pulaskittypus, zwischen dem Plauen'schen Grund- und Albanytypus, zwischen dem Gröba- und Laurvikittypus etwa nicht besteht, dass dagegen die Verwandtschaft zwischen Pulaskit-, Albany- und Laurvikittypus einerseits, Erzenbach-, Plauen'scher Grund- und Gröbatypus andererseits eine sehr nahe ist.

Structurformen der syenitischen Gesteine.

Die Structur der syenitischen Gesteine, soweit sie auf Krystallisations-Reihenfolge beruht, ist durchaus analog derjenigen der Granite. Die Krystallisation beginnt mit der Bildung des Apatits, des Zirkons und der Eisenerze. An diese setzen sich zunächst Glimmer, Amphibole und Pyroxene an und daher finden wir in diesen die ältesten Ausscheidungen als Einschlüsse. Wie sehr z. B. die Eisenerze geradezu als Ansatzpunkte dienen, beweist die rosettenförmige Anordnung des Glimmers um dieselben.

Nach der Ausscheidung der farbigen Gemengtheile, der Träger von Fe, Mg und Ca, folgt die Periode der Feldspathbildung, und in dieser erweisen sich die Ca-haltigen Glieder älter als die reinen Alkalifeldspathe. Von den Übergemengtheilen bildeten sich Titanit, Olivin und Orthit vor den farbigen Hauptgemengtheilen, Elaeolith und Sodalith z. Th. vor den Alkalifeldspathen. Diese Reihenfolge ist

verschieden deutlich ausgeprägt in verschiedenen Typen der Syenitfamilie; sie ist im Allgemeinen deutlicher in den an zweiwerthigen Metallen reicheren, weniger deutlich in den alkalireichen Typen. In diesen pflegt sie am deutlichsten zu sein, wenn der farbige Gemengtheil Biotit oder ein alkalifreies bezw. -armes Glied der Amphibol- oder Pyroxenfamilie ist. Besonders betont muss es werden, dass in den an farbigen Gemengtheilen ärmeren Typen diese auffallend oft trotz ihrer Erstlingsnatur des deutlichen Idiomorphismus entbehren, und zwar im Allgemeinen um so mehr, je alkalireicher sie sind. Man wird nicht fehl gehen, wenn man diese Eigenheiten — soweit sie nicht secundär durch mechanische Vorgänge hervorgebracht wurden — aus der Eigenart der syenitischen Magmen erklärt, in denen, zumal bei hohem Alkali- und einem für die Ausscheidung von Quarz zu niedrigem SiO_2-Gehalt, die verschiedenen Phasen der successiven Krystallisationen auf längere Dauer über einander hinweggriffen. Innerhalb der Biotite, Amphibole und Pyroxene lässt sich nicht immer mit voller Sicherheit das gegenseitige Altersverhältniss feststellen; dagegen erkennt man bei der Umwachsung alkalireicherer und alkaliärmerer oder -freier Abarten derselben Familien (Pyroxene oder Amphibole) durchweg, dass die erstgenannten jünger sind.

Die örtliche Anhäufung der älteren Ausscheidungen aus dem Eruptivmagma ist überaus oft in mässigem Maassstabe zu beobachten, wobei dann die Gesteine einen fleckigen Habitus annehmen. Ganz besonders verbreitet ist diese Erscheinung in den Augitsyeniten vom Laurvikittypus, doch fehlt sie auch den übrigen Typen keineswegs. Bei weiterer Entwicklung liefert dieser Vorgang, wie bei den Graniten, grössere, bald rundliche, concretionsartige, Einschlüssen ähnliche Massen, bald dioritische Schlieren, welche alle oben (S. 62 ff.) beschriebenen Verhältnisse wiederholen. — Auch die saureren, an dunklen Gemengtheilen armen, oft auch alpitisch feinkörnig werdenden Schlieren, welche diese Agglomeration der älteren Ausscheidungen bedingt, sind vielfach zu beobachten.

Durch die Form, welche die Hauptgemengtheile annehmen, sind zwei wohl unterscheidbare Typen der hypidiomorphkörnigen Structur gegeben. In dem normalen Fall, welcher bei den an zweiwerthigen Metallen reicheren Syenitarten der Regel nach vorkommt, sind die Feldspathe mehr oder weniger isometrisch, die Amphibole und Pyroxene in kurz- und dickprismatischen Individuen ausgebildet,

und so entsteht die für Granite gewöhnliche richtungslose Structur. In anderen Fällen, und besonders gern bei gewissen alkalireichen Formen, sind die Feldspathe dünntafelförmig, daher im Durchschnitt meist schmal- und langleistenförmig, die farbigen Gemengtheile lang und dünnprismatisch oder klein und eckigkörnig, und so entsteht eine den holokrystallinen Trachyten ähnliche, wenn auch viel grobkörnigere Structurform, welche die trachytische genannt werden mag. Innerhalb dieser Structurform sind wieder vielerlei Unterabtheilungen möglich dadurch, dass die schmalen Feldspathleistenschnitte regellos, auch radial oder divergentstrahlig oder aber mehr oder weniger parallel geordnet sind. Wenn gesagt wurde, dass die richtungslos körnige Structur für die an zweiwerthigen Metallen reichen Typen, die trachytische für die alkalireichen Typen charakteristisch sei, so muss man das in sehr weitem Sinne nehmen. Trachytische Structur kommt auch bei den ersten vor (Plauen'scher Grund, NO der Knorre bei Meissen u. s. w.) und umgekehrt zeigen manche alkalireiche Typen (so z. B. der Pulaskittypus nicht selten) die erst beschriebene Structurform.

Die für holokrystalline und hypidiomorphkörnige Gesteine charakteristische miarolitische oder kleindrusige Structur ist an frischen Gesteinen oft sehr deutlich zu beobachten. Ihre Beziehungen zu pegmatitischem Gefüge mit allen Nebenerscheinungen ist hier ebenso deutlich wie bei Graniten zu verfolgen; in nicht ganz frischen Gesteinen verschwindet sie rasch. Neubildungen von Feldspath und Quarz, wohl auch von Chlorit oder Calcit, seltener von Muscovit füllen dann die miarolitischen Drusen.

Die Korngrösse der Syenite schwankt in weiten Grenzen und sinkt zumal in randlichen Theilen, in Gängen und Apophysen bis zum Dichten. — Ebenso entwickelt sich peripherisch, aber wohl auch ohne eine erkennbare Beziehung zu Abkühlungsflächen, in kleinerer oder grösserer Ausdehnung eine deutlich porphyrische Structur dadurch, dass eine ältere Generation von idiomorphen Plagioklas- und Orthoklasindividuen einer zweiten Generation gegenübertritt, welche als ein Aggregat hypidiomorpher oder allotriomorpher Körner, meist mit Quarz untermengt, die Rolle einer Grundmasse übernimmt. Selbstredend verläuft diese porphyrische Entwicklung derart, dass aus einem bestimmten Syenittypus der chemisch entsprechende Porphyrtypus entsteht, so aus dem Typus vom Erzenbach und Plauen'schen Grunde Glimmersyenitporphyre und Hornblendesyenitporphyre, aus dem Laurvikittypus Rhomben-

porphyre, deren Beziehungen zu dem Laurvikit in Südnorwegen von Brögger besonders für den Ostrand des Laurvikitmassivs eingehend dargelegt wurden. Bei dieser Entwicklung porphyrischer Grenzfacies findet sich recht oft zugleich eine zunehmende Acidität, die sich in wachsendem Quarzgehalt, wo dieser schon vorhanden war, oder in dem Eintritt von Quarz (in Rhombenporphyren), der sonst fehlte, kundgiebt. In anderen selteneren Fällen findet sich das Umgekehrte, es entstehen Anklänge nicht an granitporphyrische, sondern an lamprophyrische Typen an den Grenzen. — Bis zur Herausbildung von Grenzmassen effusiven Charakters scheint es nirgends zu kommen.

Ausser dieser, durch die physikalischen Krystallisationsbedingungen und die Zusammensetzung des Magmas gegebenen, echten und, wenn ich so sagen soll, stöchionom porphyrischen Structur kommt eine andere vor, welche man als eine mechanisch-porphyrische bezeichnen könnte. Hier hat das Gestein ursprünglich eine hypidiomorphkörnige Structur besessen und die porphyrische ist secundär; das ist die Mörtelstructur mit allen ihren begleitenden Phänomenen, randlicher Zertrümmerung der grösseren Feldspathindividuen und Störung des strengen Parallelismus der Theile der nicht zertrümmerten Krystallkerne, Zerbrechung der prismatischen Gesteinsgemengtheile (Amphibol und Augit), Abblätterung und Auswalzung der Glimmertafeln u. s. w. Ich rechne hierher auch die von Brögger hervorgehobene eigenthümliche Structur gewisser, aber nicht aller südnorwegischen Laurvikite, welche er als zwischen einer granitischen und porphyrartigen in der Mitte stehend bezeichnet. Er beschreibt dieselbe mit folgenden Worten: „Der Feldspath, welcher immer die Hauptmasse des Gesteins ausmacht, ist zum grössten Theil in, obwohl ziemlich unregelmässig begrenzten, Krystallen ausgebildet; dieselben liegen dicht aneinander, ungefähr parallel und spiegeln deshalb an frischen Flächen in den Steinbrüchen in unzähliger Anzahl, ungefähr gleichzeitig. Zwischen diesen gewissermaassen porphyrartigen Individuen sind nun theils kleinere körnige Feldspathindividuen, theils die übrigen Mineralien des Gesteins in unregelmässigen Körnern eingeklemmt, und auch in die nicht sehr vollkommen ausgebildeten „Einsprenglinge“ eindringend.“ Die Auffassung dieses Verhältnisses als einer Kataklasstructur stützt sich des Weiteren auf die ebenfalls schon von Brögger betonte mangelnde parallele Orientirung der Theile dieser „Einsprenglinge“, wie sich dieselbe bei jeder Messung

von Spaltstücken und bei der Beobachtung der Auslöschung zwischen gekreuzten Nicols deutlich zu erkennen giebt, und auf das nicht seltene Vorkommen von Bruchlinien in denselben, an welchen hin grössere Theile gegeneinander verschoben sind, und welche dann auch wohl zur Bildung kleiner, mit Feldspathaggregaten ausgefüllter Gangtrümer führen. — Brögger nimmt an, dass hier insofern nicht eine gewöhnliche kataklastische Structur vorliegt, als er die Zeit ihrer Herausbildung in die Periode der Gesteinsverfestigung selbst verlegt. Diese würde sich etwa unter einer wenig mächtigen Decke vollzogen haben, welche nicht frei getragen wurde, sondern auf dem krystallisirenden Magma lastete, zerbröckelte und damit ein rasches Entweichen des Wassers ermöglichte. Er bezeichnet diese Form mechanisch-porphyrischer Structur als protoklastisch im Gegensatz zu kataklastisch. Ein vielfach wiederholtes Studium dieser Structur lässt mich in der Erscheinung keinen Unterschied von echter Kataklase auffinden, wohl aber die Analogien mit jener holokrystallin-porphyrischen Structur vermissen, wie sie das rasche Entweichen des Wassers doch wohl hervorrufen müsste. Damit soll jedoch kein Zweifel darüber ausgesprochen werden, dass die Kataklase in die Periode der Gesteinsverfestigung falle; das erscheint mir durchaus wahrscheinlich.

Gneissartige Parallelstructuren sind recht verbreitet und werden bald durch Anordnung und Richtung der farbigen Gemengtheile in parallelen Ebenen oder durch einen Wechsel gröber- und feiner-körniger Lagen bedingt. Sie sind sehr verbreitet in allen Typen, so im Plauen'schen Grund, bei Biella, am Monzoni, in Südnorwegen (hier nach Brögger unter Anreicherung mit Elaeolith), Gröba, Brasilien u. s. w. Dieselben sind z. gr. Th. Fluidalstructuren und entstanden durch Strömungen in dem in Krystallisation befindlichen Magma; in anderen Fällen beweist die Zertrümmerung einzelner oder aller Gesteinsgemengtheile, dass sie mechanisch durch Gebirgsdruck nach vollendeter Verfestigung des Gesteins zur Entwicklung gelangten (Leuben bei Meissen, Biella).

Eine Differentiation des Magmas führt vielfach zu der Zerspaltung einer Syenitmasse in stofflich verschiedene Theile von mehr oder weniger ausgesprochener granitischer, syenitischer und dioritischer Natur. Das Meissener Syenitmassiv und die Quarzglimmersyenite des Schwarzwaldes liefern hierzu vorzügliche Illustrationen. Dabei sind zwischen solchen verschiedenen Facies bald sehr allmählige Übergänge, bald recht schroffe Gegensätze zur

Ausbildung gelangt. Letzteres ist vorzüglich an den gemischten Gängen des Blattes Petersthal im Schwarzwald zu beobachten. Meist finden sich dann in diesen Gängen die basischeren Massen peripherisch, die saureren randlich; doch trifft man, wennschon seltener, auch das umgekehrte Verhältniss oder (Holzwald) einen mehrfachen Wechsel.

Contactphänomene in und an den Syeniten.

Ein Theil der erwähnten Structurformen ist metamorpher Natur. Veränderungen im mineralogischen Bestande, welche endomorpher Art wären, sind nur wenig bekannt. Es ist hierher wohl mit Sicherheit das nicht allzuseltene randliche Auftreten des Turmalins, des Flussspathes und das am Monzoni constatirte Vorkommen des Axinits an dem Contact mit dem durchbrochenen Gestein zu zählen.

Die Veränderungen, welche syenitische Gesteine in den durchbrochenen und angrenzenden Sedimenten und Eruptivmassen hervorgebracht haben, sind der Art und dem Grade nach durchaus analog denjenigen an Graniten. Systematische mikroskopische Untersuchungen sind an Syenitcontactgesteinen nur in sehr geringer Ausdehnung durchgeführt. Bekannt sind die Contactphänomene in den Triaskalken in der Umgebung der Augitsyenite des südlichen Tyrol. Zu den auch in der Kalkcontactzone der Granite auftretenden Mineralien Granat, Pyroxen, Vesuvian, Epidot, Axinit, Spinell, Feldspath (Anorthit) gesellt sich hier der Brucit, der Brandisit, der Monticellit, Gehlenit und Biotit. Dieselben bilden z. Th. mit mehr oder weniger vollständiger Ausschliessung des Kalkcarbonats eigentliche Kalksilikathornfelse, z. Th. erscheinen sie einsprenglingsartig in dem zu Marmor metamorphosirten Kalkstein. Als ein interessantes Curiosum wäre zu erwähnen, dass Becke in dem Batrachit der Contactzone von Canzacoli bei Predazzo Einschlüsse von farblosen Glaspartikeln beobachtete.

Die geologische Landesuntersuchung Sachsens hat erwiesen, dass im Contact des Meissener Syenits mit dem Gneiss letzterer vielfach (Blatt Radeburg, Grossenhain, Moritzburg-Klötzsche) eine Knotenbildung zeigt. Die bis über 1 cm gelegentlich lang werdenden Knoten werden kapselartig von langgestreckten Glimmerfasern eingehüllt und bestehen aus Andalusit oder seinen Umwandlungsproducten. In Folge äusserst reichlich eingeschlossener Körner

und Krystalle von Quarz, Biotit, Magnetit und Apatit sind diese Andalusite skelettartig ausgebildet. — Nach Sauer haben die silurischen Gesteine am Contact mit dem Meissener Syenit bei Miltitz den Charakter archäischer Schiefer angenommen und die Thonschiefer sind zu Biotitschiefern mit knotenförmigen Andalusitwülsten geworden. Auch hier ist der Andalusit stark mit Quarz und Biotit durchwachsen. Quarz ist in diesen Biotitschiefern in wechselnden Mengen enthalten; ausserdem führen sie Sillimanit; Feldspath fehlt oft fast ganz, ist an anderen Stellen reichlich vorhanden und verwächst auch wohl mit Quarz und Andalusit zu knauerförmigen Massen. Mit diesen Biotitschiefern ist der körnige Kalk von Miltitz durch ein Mittelgestein verbunden, welches, äusserlich dem Biotitschiefer ähnlich, von demselben doch durch hohen Augit- und Titanitgehalt abweicht. Im Kalksteinlager selbst wechseln im Liegenden grau- bis schwärzlichgrüne Hornblendeschiefer mit Lagen von weissem Kalk in zierlicher Bänderung oder linsenförmiger Verflechtung. In den Kalklagen treten, zumal gegen ihre Grenze hin, Granat, Epidot, Vesuvian und Malakolith bis zur Verdrängung des Carbonats auf. Dazu kommen durch Magnetit schwarze Quarzite, ein Cordierit(?)-reiches Schiefergestein und Anthophyllitschiefer. — Die dünnplattigen Hornblendeschiefer enthalten auch einen frischen Feldspath, etwas Quarz und Magnetit. — Die Anthophyllitschieferlagen bestehen aus divergentstrahligen Anthophyllitbüscheln, deren Zwischenräume mit Quarz, Orthoklas und Plagioklas ausgefüllt sind, denen sich Magnetit und etwas Ilmenit, seltener Rutil zugesellen. In anderen, durch hohen Magnetitgehalt schwarzen Bänken hat man ein Gemenge von grünem Strahlstein, farblosem Anthophyllit, Cordierit, Quarz, Orthoklas und Plagioklas. — Im Gärtitz-Wuhsener Thal treten im Contact Glimmer-Andalusithornfelse und Knotenschiefer auf, deren Knoten aus Cordierit bestehen. Dieser ist stets stark durchwachsen mit den Schiefermineralien und bildet z. Th. Drillinge nach (110). — Im Thale von Nössige-Schrebitz erscheinen am Contact gebänderte Schiefer, die sich aus Calcit, Granat, Epidot, Augit und Amphibol nebst Titanit, Biotit, Muscovit, Quarz, Rutil und Ilmenit in mannigfachem Wechsel der Combination und Häufigkeit aufbauen. So entsteht eine Bänderung aus bräunlichgrauen, weisslichen, grünlichgrauen und schwärzlichen Lagen. Eine dieser Lagen ist ein Biotit-führender Quarz-Rutilschiefer, mit 25—33 % Rutil.

Die unveränderten Gesteine, welche diese Contactbildungen lieferten, waren Thonschiefer, quarzitische Thonschiefer, mergelige Schiefer, Kalksteine und Diabastuffe. Letztere bilden das Substrat der Anthophyllitschiefer.

W. C. Brögger beschreibt die tiefgreifenden Veränderungen, welche der deckenförmig über- und lagergangförmig im Silur auftretende Augitporphyrit in der unmittelbaren Nähe und bis auf weitere Entfernungen von dem südnorwegischen Augitsyenit erfahren hat. An der Südseite der kleinen Insel Stokö im Langesundfjord ist der deckenförmige Augitporphyrit in ein schiefriges Gestein vom Habitus der Hornblendeschiefer in dem unmittelbaren Contact mit dem Syenit metamorphosirt. Die mineralogische Zusammensetzung dieses Contactgebildes wechselt in gewissen Grenzen; meistens besteht es aus herrschendem dunkelbraunem Biotit nebst hellgrünem Pyroxen, viel Magnetit und einem farblosen Mineral, welches nach Spaltbarkeit und optischem Verhalten für Skapolith gehalten wird, in schiefrigem Gefüge. An einer anderen Localität (auf der Insel Låven) herrscht der hellgrüne Pyroxen gegenüber dem Biotit bei sonst unveränderter Zusammensetzung und Anordnung; oder aber grüner Aegirin nimmt die Stelle des Pyroxen, grüner Biotit die des braunen und ein nicht sicher bestimmbares farbloses Mineral (Feldspath? vielleicht auch Quarz?) diejenige des Skapolith ein. Accessorisch treten violetter Flussspath und hellröthlicher Titanit auf. Die Structur ist diejenige der Hornfelse; die Gemengtheile bilden unregelmässige Körner und Blättchen von sehr geringen Dimensionen. An anderen Orten hat sich in dem Contactgestein grüne oder braune Hornblende, auch Calcit neben Biotit und Pyroxen, vielleicht auch Perowskit gebildet. In manchen Fällen ist keine Spur des ursprünglichen Mineralbestandes noch der Structur des Augitporphyrit erhalten geblieben, in anderen (Stokö) erkennt man Reste der ursprünglichen Augiteinsprenglinge des Porphyrits, welche dann entweder den normalen Habitus besitzen oder aber mit schwarzen Nadeln (oder Lamellen) in zwei sich schneidenden Systemen und einem bräunlichschwarzen Staube erfüllt, auch randlich in Biotit oder Hornblende (Birkedalen) umgewandelt sind. Auch die alten Plagioklas-Einsprenglinge scheinen oft makroskopisch erhalten zu sein, erweisen sich aber mikroskopisch in ein körniges Aggregat von gestreiftem Feldspath (Albit?), grünem Pyroxen und einem dritten gelblichweissen, unbestimmten Mineral (Epidot?) metamorphosirt. — Dem Wesen nach ist diese Contactbildung die

gleiche in den Lagergängen des Augitporphyrit von Oestvedtö, Nystrand, Figgeskjaer u. a. O. An erstgenannter Localität ist der contactmetamorphosirte Augitporphyrit durchaus ähnlich einem bräunlichvioletten Schieferhornfels mit spärlichen, rundlichen, grünlichweissen Flecken von wenigen Millimeter Durchmesser. Mikroskopisch besteht das Gestein selbst aus brauner oder bräunlichgrüner nebst seltener blauer, Arfvedsonit-ähnlicher Hornblende, aus reichlichem hellgrünem Pyroxen, braunem Biotit, etwas Titanit und Magnetit. Die ursprünglichen leistenförmigen Plagioklase der Grundmasse sind reichlich und z. Th. vollkommen frisch, z. Th. mit secundärem grünem Pyroxen erfüllt, erhalten geblieben. Daneben findet sich Plagioklas in Körnern und ein dem Orthoklas sehr ähnliches Mineral als Neubildungen. Die hellen Flecken bestehen aus körnigen Aggregaten von fast farblosem Pyroxen, wenig Calcit, Plagioklas und Magnetit; ausserdem sieht man mikroskopisch Anhäufungen von sehr kleinen Titanitkörnchen mit Biotit und Magnetit. Ein sparsam auftretendes, farbloses Mineral mit sehr schwacher Doppelbrechung (Zoisit?) konnte nicht sicher bestimmt werden. Von dem ursprünglichen Augit des Gesteins blieb nichts erhalten; die Structur ist diejenige der Hornfelse. Diese Contactmetamorphose der lagergangförmigen Augitporphyrite in Hornfelse kehrt mit sehr ähnlichen Charakteren an zahlreichen Punkten innerhalb eines Gebiets von über 3 km Durchmesser in der Umgebung des Augitsyenits wieder. An einem Stücke von Stokö, welches Verf. der Freundlichkeit von Herrn W. C. Brögger verdankt, und an welchem Augitsyenit mit Augitporphyrit sich unmittelbar berühren, ist letzterer in ein schiefriges Gemenge aus grünem Biotit und braunem Melanit umgewandelt, in welchem accessorisch etwas getrübter Feldspath, wenig Eisenerz und wenig Skapolith eingebettet erscheinen.

Eine zweite Art der Umwandlung der Augitporphyritlagergänge findet sich in grösserer Entfernung von dem Augitsyenit, aber immerhin noch innerhalb des Rayons der Schiefercontactzone. Das Product der Umwandlung ist ein Strahlsteinfels ohne Hornfelsstructur. Brögger neigt daher zu der Ansicht, dass hier nicht eine eigentliche Contactbildung, sondern eine hydrochemische Umwandlung, allerdings vielleicht in Verbindung mit der Contactmetamorphose stattfand. Da solche Umwandlungen, wie sie der gelehrte Verf. hier beschreibt, sich nicht ausserhalb der Contactzone finden und aus Gründen, die erst später bei Besprechung der

Diabasgruppe zur Geltung gebracht werden können, möchte ich diese Strahlsteinfelse doch lieber als einen niederen Grad der Contactmetamorphose selbst auffassen, deren Mitwirkung ja auch Brögger für wahrscheinlich hält. Auch hier ist von dem ursprünglichen Mineralbestande des Augitporphyrits oft gar nichts, oft aber sind mehr oder weniger Reste der alten Augiteinsprenglinge erhalten geblieben. Brögger beschreibt diese Umwandlung an Lagergängen aus dem ältesten Quarzit oder Sandstein von Ombordsnäs, aus dem Orthoceraskalk von Rognstrand u. a. O. Die Pyroxen-Einsprenglinge des ursprünglichen Gesteins sind theils durch Uralitisirung in hellgrünen oder weissen Strahlstein umgewandelt, d. h. dieser ist in parallelen Aggregaten so an die Stelle des Augits getreten, dass in dem Muttermineral und dem Tochtermineral die verticalen und orthodiagonalen Axen parallel sind, theils sind sie zu einem regellos strahligen Aggregat von Aktinolith geworden. Im ersten Falle wird nicht selten selbst die Zwillingsbildung des Mutterminerals erhalten, insofern die aus der einen Augithälfte entstandenen Strahlsteinnadeln ebenfalls in Zwillingsstellung zu den aus der andern Zwillingshälfte entstandenen sich befinden. Die Umwandlung beginnt von den Rändern und Spalten des Augits aus und schreitet nach innen fort. Neben dem farblosen Strahlstein findet sich selten braune, stark pleochroitische Hornblende; auch Eisenerze scheiden sich bei der Umwandlung des Augits aus. Wo diese braune Hornblende und Strahlstein zusammen auftreten, liegt die erstere im Centrum des letzteren und ist gesetzmässig abgegrenzt. Chlorit und Calcit, welche spärlich vorhanden sind, werden mehr für Producte der atmosphärischen Verwitterung gehalten. Die ursprüngliche Grundmasse des Gesteins ist gleichfalls in Strahlstein, braune Hornblende, braunen Biotit, Eisenerz und ein wenig Calcit umgewandelt. Wo in diesen Gesteinen das Eisenerz nur in geringer Menge vorkommt, pflegen Titanitkörner in Menge vorhanden zu sein und gleichzeitig findet sich eine reichliche Calcit- und spärliche Quarzbildung (Rognstrand, Stenviken, Langesundstangen).

I. c. Familie der Elaeolith- und Leucitsyenite.

Literatur.

Fr. D. Adams, On the occurrence of a large area of Nepheline Syenite in the Township of Dungannon, Ontario. Amer. Journ. 1894. XLVIII. 10.

H. E. Bauer, Mineralogische und petrographische Nachrichten aus dem Thale der Ribeira de Iguape in Südbrasilien. Mittheil. des naturwissensch. Ver. zu Regensburg 1890.

W. S. Bayley, Elaeolite-syenite of Litchfield, Maine, and Hawes' Hornblende-syenite from Red Hill, New Hampshire. Bull. geol. Soc. of America 1892. III. 231.

W. C. Brögger, Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. Kristiania 1882.

— Geologisk och petrografisk undersögelse af „Kuglegranit" fra Stockholm. G. F. i Stockholm Förhdl. IX. 308. 1887.

— Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Leipzig 1890.

F. W. Clarke, The minerals of Litchfield, Maine. Amer. Journ. April 1886. XXXI. No. 184. 262.

A. P. Coleman, Drift rocks of Central Ontario. Trans. Roy. Soc. Canada. Section III. 1890. 11.

O. A. Derby, On nepheline rocks in Brazil. Q. J. G. S. 1887. XLIII. 457.

— On the magnetite ore districts of Jacupiranga and Ypanema, S. Paulo. Amer. Journ. 1891. XLI. 311 und ibidem 1891. XLI. 522.

— On nepheline rocks in Brazil. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 251.

C. Dölter, Die Vulkane der Capverden und ihre Producte. Graz 1882.

Curt van Eckenbrecher, Untersuchungen über Umwandlungsvorgänge in Nephelingesteinen. T. M. P. M. 1880. III. 1—35.

Ben. K. Emerson, On a great dyke of Foyaite or Elaeolite-Syenite cutting the Hudson river shales in north-western New Jersey. Amer. Journ. XXIII. No. 136. April 1882. 302—308.

Frossard, Sur les roches métamorphiques de Pouzac. C. R. 1890. CX. 1013.

V. Goldschmidt, Über Verwendbarkeit einer Kaliumquecksilberjodidlösung für mineralog. und petrograph. Untersuchungen. L. J. B.-B. I. Heft 2. 1880.

Fr. Graeff, Laavenit in brasilianischem Elaeolithsyenit. L. J. 1887. I. 121.

— Mineralogisch-petrographische Untersuchung von Elaeolithsyeniten von der Serra de Tinguá, Prov. Rio de Janeiro, Brasilien. L. J. 1887. II. 222.

G. Gürich, Beiträge zur Geologie von Westafrika. Z. D. G. G. 1887. XXXIX. 96.

V. Hackman, Petrographische Beschreibung des Nephelinsyenits vom Umptek und einiger ihn begleitenden Gesteine. Kuopio 1894 und in: W. Ramsey und V. Hackman, Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. Fennia 11. 2. Helsingfors 1894.

A. G. Högbohm, Über das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alnö. G. F. i Stockholm Förhdl. 1895. XVII. 100—160 und 214—256.

J. Horne and J. J. H. Teall, On Borolanite, an igneous rock intrusive in the cambrian limestone of Assynt, Sutherlandshire and the Torridon Sandstone of Rossshire. Trans. Roy. Acad. Edinburgh 1892. XXXVII. 163.

E. Hussak, Über Brazilit, ein neues Tantal- (Niob-) Mineral von der Eisenmine Jacupiranga, Süd-São-Paulo. L. J. 1892. II. 141.

— Über brasilianische Leucitgesteine. L. J. 1892. II. 146.

— Nochmals die Leucit-Pseudokrystall-Frage. L. J. 1892. II. 158.

— Über den Baddeleyit (syn. Brazilit) von der Eisenmine Jacupiranga in São-Paulo. T. M. P. M. 1895. XIV. 395.

F. Kemp, The elaeolite syenite near Beemerville, Sussex Co., N. J. Trans. New York Acad. Sc. 1892. XI. 60.

A. Koch, Petrographische und tektonische Verhältnisse des Syenitstocks von Ditró in Ostsiebenbürgen. L. J. B.-B. I. Heft 1. 1880.

A. Lacroix, Sur la syénite éléolithique de Pouzac (Hautes Pyrénées). C. R. 13 Avril 1888.

— Sur les phénomènes de contact de la syénite éléolithique de Pouzac. C. R. 1890. CX. 1011.

— Sur la syénite éléolithique de Montréal. C. R. 1890. CX. 1152.

— Descripton des syénites néphéliniques de Pouzac et de Montréal et de leurs phénomènes de contact. Bull. Soc. géol. Fr. (3.) XVIII. 511. 1890.

K. A. Lossen, Gestein von Nagy-Köves. Z. D. G. G. 1887. XXXIX. 507.

J. Machado, Beiträge zur Petrographie der südwestlichen Grenze von Minas Geraes und S. Paulo. T. M. P. M. 1888. IX. 318.

Paul Mann, Über Rutil als Product der Zersetzung von Titanit. L. J. 1882. II. 200.

A. Merian, Studien an gesteinsbildenden Pyroxenen. L. J. B.-B. III. 1884. 252.

H. Möhl, Die Eruptivgesteine Norwegens. Nyt Magazin for Naturvidensk. XXIII. Christiania 1877.

A. Osann, Über ein Mineral der Nosean-Hauyn-Gruppe im Elaeolithsyenit von Montreal. L. J. 1892. I. 222.

— Report on the rocks of Trans-Pecos Texas. Geol. Survey of Texas. 4th Annual Report. 123. Austin 1893.

Fr. Quiroga, Observaciones geologicas hechas en el Saharâ occidental. Anales Soc. Esp. de hist. nat. 1889. XVIII. 313.

W. Ramsay, Geologische Beobachtungen auf der Halbinsel Kola. Fennia III. No. 7. Helsingfors 1890.

— Über den Eudialyt von der Halbinsel Kola. L. J. B.-B. VIII. 722. 1893.

— Der Umptek und der Lujaur Urt. In: W. Ramsay und V. Hackman, Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. Fennia. 11. 2. Helsingfors 1894.

— Die Nephelinsyenitmassive. Ibidem p. 77.

— Endomorphe Modificationen und endogene Contactverhältnisse des Nephelinsyenites im Umptek. Ibidem p. 197.

Gerh. vom Rath, Über die Geologie des südöstlichen Siebenbürgens, namentlich über das Syenitgebirge Ditró und das Trachytgebirge Hargitta. Verhandl. d. niederrh. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. Bonn 1876. 82.

— Das Syenitgebirge von Ditró und das Trachytgebirge von Hargitta nebst dem Budösch im östlichen Siebenbürgen. Bonn 1876.

J. H. Sears, Elaeolite-Zircon-Syenites and associated granitic rocks in the vicinity of Salem, Essex Co., Mass. Bull. Essex Institute. XXIII. Salem 1891.

— On the occurrence of augite and nepheline syenites in Essex Co., Mass. Bull. Essex Institute 1893. XXV.

Ch. P. Sheibner, On Foyaite, an elaeolitic syenite occurring in Portugal. Q. J. G. S. XXXV. 1879. 42—47.

Alfr. Stelzner, Gesteine vom Cap Verde. Berg- und Hüttenmänn. Ztg. XXVI. 47.

A. E. Törnebohm, Fonolit från Elfdalen. G. F. i St. Förhdl. II. No. 25. 431. 1875.

— Om den v. k. fonoliten från Elfdalen, dess klyftort och förekomst. G. F. i St. Förhdl. 1883. VI. No. 80. 383.

— Mikroskopisk undersökning af några bergartsprof från Grönland. G. F. i St. Förhdl. 1883. VI. No. 84. 692—700.

— Nefelinsyenit från Alnö. G. F. i St. Förhdl. 1883. VI. No. 82. 542.

N. V. Ussing, Nogle graensefacies dannelser af Nefelinsyenit. 14 Skandinav. Naturforskermoede 1892.

— Mineralogisk petrografiske Undersögelser af Grönlandske Nefelinsyeniter og bestägtede Bjärgarter. 1. og 2. Del. Meddelelser om Grönland. XIV. Kjöbenhavn 1894.

K. Vrba, Beiträge zur Kenntniss der Gesteine Süd-Grönlands. S. W. A. LXIX. 1874. 1. Abth.

L. van Werveke, Über den Nephelin-Syenit der Serra de Monchique im südlichen Portugal und die denselben durchsetzenden Gesteine. L. J. 1880. II. 141—186.

A. Wichmann, Ein Beitrag zur Petrographie des Viti-Archipels. T. M. P. M. 1882. V. 1—60.

— Gesteine von Timor. Sammlungen des geologischen Reichmuseums in Leiden. No. 9. Leiden 1884.

F. J. Wiik, Undersökning af elaeolit-syenit från Jivaara i Kuusamo. Finska Vet. Soc. Förh. XXV. 1885.

J. Francis Williams, The igneous rocks of Arkansas. Annual Report of the geol. Survey of Arkansas for 1890. II. Little Rock 1891.

J. E. Wolf and R. S. Tarr, Acmite trachyte from the Crazy Mountains, Montana. Bull. Museum of comp. Zool. at Harvard College. XVI. No. 12. Cambridge 1893

E. A. Wülfing, Untersuchung eines Nephelinsyenits aus dem mittleren Transvaal. L. J. 1888. II. 16.

Mineralogische Zusammensetzung der Elaeolith- und Leucitsyenite.

Unter dem Namen Elaeolithsyenite und Leucitsyenite sind hier alle hypidiomorphkörnigen Tiefengesteine zusammengefasst, welche mineralogisch durch die quarzfreie Combination Alkalifeldspath-Elaeolith oder Alkalifeldspath-Leucit charakterisirt sind. Die re-

lativen Mengen von Alkalifeldspath und Elaeolith oder Leucit schwanken nicht nur bei den verschiedenen Vorkommnissen bis zum Ausschluss des einen oder des andern Minerals, sondern nicht selten auch an einem und demselben Gesteinskörper. Mit dem Alkalifeldspath ist ein Kalk-Natronfeldspath nicht immer und dann in der Regel nur in geringen Mengen verbunden. Von eisenhaltigen Gemengtheilen finden sich mehrerlei Pyroxene, mehrerlei Amphibole und meist brauner, selten grüner Biotit. Die allgemeinste Verbreitung haben die Pyroxenmineralien, und will man in der Gesteinsdefinition auf die farbigen Gemengtheile Rücksicht nehmen, deren Menge — von Ausnahmefällen abgesehen — stets eine geringe bis sehr geringe ist, so muss man die Pyroxene als die normalen Gemengtheile bezeichnen. Die auch heute noch geringe Häufigkeit dieses Gesteins, der sinnlich schöne Eindruck, den dasselbe fast stets macht, und der anscheinende Wechsel in der Natur der local vorhandenen, vielfach irrig bestimmten farbigen Gemengtheile erklärt die reichhaltige Synonymik (Zirkonsyenit, Miascit, Ditroit, Foyait) bei älteren Autoren. Der Name Zirkonsyenit, als auf einen accessorischen und im Ganzen sogar seltenen Gemengtheil gestützt, bezieht sich ursprünglich auf Augitsyenite und muss von vornherein verworfen werden. Dann würde nach den älteren Definitionen Foyait für die hornblendehaltigen, Miascit für die glimmerführenden und Ditroit für die sodalithreichen Arten mit Glimmer und Hornblende übrig bleiben. Nun aber ist das im Foyait für Hornblende gehaltene Mineral nicht nur Hornblende, sondern grösstentheils Augit und Aegirin, welch beide auch in fast allen anderen Gesteinen, und zumeist herrschend, erscheinen. Es ist deswegen, unter Aufgabe dieser Namen, die Gesammtbezeichnung Elaeolithsyenite gewählt worden. So wenig man trotz der bisweilen vorkommenden Wasserhelle den Feldspath der Granite Sanidin nennen kann und nennen wird, so wenig kann man in den meisten dieser Gesteine von Nephelin sprechen, sie also auch nicht Nephelinsyenite nennen. Es ist jedoch als allgemein gültig anzusehen, dass in den dichten Grenzformen der Elaeolithsyenite sowohl der Feldspath wie sein Begleiter den glasigen Habitus des Sanidins und Nephelins annehmen. Diese dichten Grenzformen stehen nun aber allerdings effusiven Gesteinstypen nicht fern. Man wird also die Regel aufrecht erhalten können, dass im Allgemeinen Nephelin und Sanidin Gemengtheile von Ergussgesteinen, Orthoklas und Elaeolith die den Tiefengesteinen entsprechenden Formen sind.

Wie in fast allen Gesteinen, so ist auch in den Elaeolithsyeniten ein meistens sehr kleiner, oft geradezu verschwindender Gehalt an Eisenerzen (Magnetit, Ilmenit, titanhaltigem Magnetit) und Apatit vorhanden. Der Zirkon ist anscheinend seltener, als in den Graniten und Syeniten, er fehlt manchen Vorkommnissen nahezu vollständig.

Als accessorische, sehr weit verbreitete, aber nicht allgemein auftretende Mineralien sind zumal Titanit, Sodalithmineralien und wohl z. gr. Th. secundär der Cancrinit zu nennen. — Turmalin, Fluorit, Spinell, Melanit, Wollastonit, Perowskit, Olivin haben nur locale Verbreitung und wohl auch locale Ursachen. — Zeolithe, Calcit, Epidot nebst Chlorit, Muscovit und Limonit sind verbreitete Zersetzungsproducte. — Die Anzahl der für diese alkalireichen Gesteine charakteristischen Übergemengtheile, wie Pyrochlor, Laavenit, Wöhlerit, Mosandrit, Astrophyllit und anderer Titano- und Zirkonosilikate, ist eine sehr grosse.

Der Alkalifeldspath der Elaeolith- und Leucitsyenite ist ein sehr verschiedenartiger. Keineswegs ist Orthoklas der häufigste. Er bildet bald mehr oder weniger isometrische Individuen, bald dickere bis sehr dünne Tafeln nach M, selten Säulen nach der Axe à, mit wechselnder Vollkommenheit der idiomorphen Begrenzung bis herab zu allotriomorphen Individuen. Ausser der normalen Spaltung nach P und M findet sich nicht selten eine weitere nach einem positiven Orthodoma, dessen Trace auf M gegen die Spaltrisse nach P verschieden angegeben (zwischen $70\frac{1}{2}^{0}$ und 74^{0} etwa) und dementsprechend als (701), ($\bar{1}502$) und (801) gedeutet wird. Es ist die Murchisonitspaltbarkeit. Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist allgemein verbreitet, solche nach dem Bavenoer Gesetz nicht sehr selten (Caldas, Beemerville, Monchique u. a. O.). Als Einschlüsse trifft man Gase und Flüssigkeiten, bald in rundlichen Formen, bald in negativen Krystallformen, besonders gern Aegirinnadeln und in sehr wechselnder Häufigkeit die älteren Ausscheidungen, wie Apatit, Erze u. dergl. Die Neigung zur Muscovit- und Kaolinbildung ist sehr gross und erschwert oft eine sichere Unterscheidung von andern Feldspathen. Vorkommnisse, in denen dieser Orthoklas ausschliesslich oder herrschend auftritt, sind Serra de Tinguá in Brasilien, Beemerville (die grobkörnigen Typen), Saline Co. in Arkansas u. a. — Mikroperthitische Verwachsungen mit Albit fehlen selten ganz und werden in manchen Vorkommnissen geradezu herrschend, so dass man ihren Feldspath

nicht Orthoklas, sondern Mikroperthit nennen muss (Moltenborough in New Hampshire, Monchique, Langesund, Poços de Caldas, Itatiaia, Xiririca, Montreal, Alnö, hier Ba-haltig nach Högbom). Auch die nach der Axe à gestreckten Feldspathe der Elaeolithsyenite der Mount Ord Ranges in Westtexas sind nach unveröffentlichten Untersuchungen Osann's Mikroperthit. Ebenso beschreibt sie Quiroga, oft in Bavenoer Zwillingen, von Hassi-Aussert in der westlichen Sahara, wo der Elaeolithsyenit eine nicht unbeträchtliche Ausdehnung gewinnt. Die Art der Verwachsung des Albits mit Orthoklas ist eine wechselnde; bei primärer Verwachsung scheint eines der genannten Domen (h̄ol) die Verwachsungsebene zu sein. Die Fläche (010) und die Axe c sind beiden Feldspathen gemeinsam. Hervorzuheben ist eine Beobachtung Osann's an den Mikroperthiten der Mount Ord-Elaeolithsyenite; dieselben erstrecken sich aus der eigentlichen Gesteinsmasse in die miarolitischen Räume hinein und bestehen hier fast immer nur aus wasserhellem Albit, der sich durch scharfen Absatz an dem Mikroperthit des Gesteinsgewebes als eine jüngere Bildung documentirt. Die Durchdringung von Albit und Orthoklas kann zu solcher Feinheit herabsinken, dass sie sich auch mikroskopisch kaum noch auflösen lässt, so dass man von Kryptoperthit sprechen muss.

Neben dem normalen Orthoklas oder Mikroperthit begegnet man in manchen Elaeolithsyeniten von Arkansas, Caldas, Monchique einem andern, anscheinend monoklinen Feldspath ohne jede Zwillingsstreifung und von vollkommener Homogenität, der sich durch grosse Frische und stärkere Doppelbrechung von dem trüben Orthoklas unterscheidet. Er zeigt gelegentlich die Zwillingsbildung nach dem Bavenoer Gesetz und scheint ein Natronorthoklas zu sein, doch liegen genauere Untersuchungen an demselben nicht vor.

In der dichten Grenzfacies der Elaeolithsyenite von phonolithischem oder tinguáitischem Habitus haben die monoklinen Feldspathe den Charakter des Sanidins, allerdings meistens ohne dessen Rissigkeit. Ihre Formen sind bald tafelförmig nach (010), bald prismatisch nach der Klinodiagonale, bald isometrisch durch gleichmässige Entwicklung von P, M und y. Es konnte in mehreren Fällen constatirt werden, dass der Axenwinkel dieser sanidinähnlichen Feldspathe auffallend klein bei normalsymmetrischer Axenlage war. Auch diese Feldspathe sind nach Osann in dem Vorkommniss der Mount Ord Range bei Streckung nach der Axe à mikroperthitisch mit Albit durchwachsen, dessen Orientirung in

parallelen Bändern, die auf (001) senkrecht zur Trace von (010) stehen, auf eine Einlagerung nach einer Fläche ($\bar{h}$ 0 l) schliessen lässt.

Eine sehr grosse Verbreitung hat in den Elaeolithsyeniten der Mikroklin für sich oder in perthitischer Durchdringung mit Albit als Mikroklinmikroperthit und seltener als Mikroklinkryptoperthit. In dem Vorkommnisse der Gegend von Julianehaab in Grönland herrscht der erste Feldspath fast bis zur absoluten Ausschliessung anderer und hier hat Ussing der Perthitstructur eine überaus erfolgreiche und interessante Studie gewidmet. Er fand, dass in den grobkörnigen normalen Gesteinstypen Mikroklin und Albit fast durchweg in perthitischer Durchdringung, in den feinkörnigen und eisenreichen Grenzformen in gesonderten Krystallen erscheinen. Derselbe Mikroklinmikroperthit ist der fast ausschliesslich herrschende Feldspath in den Elaeolithsyeniten der Halbinsel Kola vom Umptek und vom Lujaur-Urt; in ähnlicher Ausbildung fand ihn J. Fr. Williams in dem Vorkommniss von den Fourche Mountains in Arkansas u. a. Dieser Mikroklin ist aber einigermaassen verschieden von dem in den granitischen Gesteinen so verbreiteten Habitus. Einmal fehlt ihm fast durchweg die Gitterstructur, statt deren nur ein System von Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz erscheint, oder die Zwillingsbildung fehlt anscheinend wohl auch ganz. Dann sind die Zwillingslamellen oft nicht von der Regelmässigkeit, wie in den Plagioklasen, sie keilen sich rasch nach beiden Seiten aus und bilden oft mehr schmale und kurze Spindeln als Lamellen. Und diese Erscheinungen compliciren sich noch dadurch, dass in Folge submikroskopischer Zwillingslamellirung, die an verschiedenen Stellen eines Krystalls eine verschiedengradig innige ist, die Auslöschungsschiefe auf der Spaltfläche nach P alle Werthe zwischen 0° und 15° (in den reinsten Mikroklinen Grönlands bis + 17° nach Ussing) und verschiedene Werthe an verschiedenen Stellen und nach den beiden Seiten der Zwillingsebene hin durchlaufen kann. — Diese Mikrokline, welche z. Th. sehr reine Kalifeldspathe sind, so dass nach Ussing dieselben in Grönland z. B. nur 0,53 % Na_2O enthalten, bilden grössere Zwillinge nach dem Karlsbader, selten nach dem Bavenoer Gesetz (Umptek) und sind in Grönland und Kola von z. Th. tadelloser Frische. Nun verwächst auch hier der Mikroklin mit Albit in derselben Weise, wie Orthoklas, so dass auf Schnitten nach M beide Mineralien ohne Zwillingslamellirung erscheinen und der Albit Stengel oder Blätter bildet, welche gegen die Spaltrisse nach P

um 70°—74°, in manchen Fällen um 64°—65° geneigt sind, die also parallel der Trace einer Fläche (h̄ol), (801) nach Ussing, oder parallel c des Mikroklin liegen. Die ersteren hält Ussing für primär verwachsen, die letzteren für secundär ausgeschieden. Und neben diesen Albitblättern, welche mit dem Mikroklin einen Mikroklinmikroperthit bilden, trifft man bei hinreichenden Vergrösserungen in der scheinbar homogenen Mikroklinmasse, besonders da, wo sie auf (001) abnorm kleine Auslöschungsschiefen zeigt, kaum erkennbare kleine Albittheile, die sich mit dem Mikroklin zu einem Mikroklinkryptoperthit vereinen. — In weiter Verbreitung findet sich auch M als Verwachsungsfläche zwischen Mikroklin und Albit in den Mikroklinmikroperthiten, welche sehr Na-reich sind, wie Grönland, Kola u. s. w. Es sind besonders Aegirin-reiche Elaeolithsyenite, die diese Mikrokline führen und so kommt es, dass sie gern Aegirinnadeln einschliessen. Wo diese Einschlüsse fehlen, kann man sich eine ungefähre Vorstellung von dem Mengenverhältniss von Mikroklin und Albit in diesen Mikroklinperthiten durch ihr specifisches Gewicht verschaffen*.

---

* Ich kann mir nicht versagen, aus der schönen Arbeit Ussing's, von welcher mir bei Abfassung des Textes durch die Freundlichkeit des Autors Auszüge zu Gebote standen, deren Gesammtheit mir zu spät bekannt wurde, um in ihrem ganzen Umfange benutzt werden zu können, die Zusammenfassung der Hauptresultate (S. 98 sqq.) mitzutheilen: „Bei gleichzeitiger Krystallisation von Kali- und Natronfeldspath aus demselben Magma wird nur unter gewissen, selten erfüllten Bedingungen jeder für sich in selbständigen Mikroklin- und Albitkrystallen zur Ausscheidung gelangen. Diese Bedingungen sind mit einiger Wahrscheinlichkeit: sehr grosse Krystallisationsfähigkeit des Magmas und zugleich Mangel fliessender Bewegung. — Im Allgemeinen krystallisiren beide Feldspathe zu Mischkrystallen, in denen für alle Moleküle die Vertikalaxe und die Längsfläche M gemeinschaftlich sind. Diese Mischkrystalle sind entweder homogen (Natronorthoklas und Anorthoklas), oder nicht homogen (Perthit mit den Unterabtheilungen Mikroperthit und Kryptoperthit). — Je schwieriger in Folge der Beschaffenheit des Magmas die zur Krystallisation nothwendigen Diffusionsströmungen vor sich gehen können, desto kleiner bleiben die Einzeltheile der beiden Feldspathe in den nichthomogenen Mischkrystallen (Perthiten) und desto mehr nähern sich diese Mischkrystalle der Homogenität. Daher wird die Perthitstructur meistens eine gröberkörnige in den Elaeolithsyeniten, als in den Syeniten und Graniten. Da indessen die Consistenz des Magmas während der Ausscheidung der Feldspathe nicht nur von dessen chemischer Zusammensetzung, wie wir sie in dem verfestigten Gestein vor uns haben, abhängt, sondern auch von der Temperatur und dem jeweiligen Wassergehalt, so besteht kein nothwendiger Zusammenhang zwischen der Feinheit der Perthitstructur und der systematischen Stellung des Gesteins. — Die Verwachsungsflächen zwischen den beiden Feld-

Mikroklin mit der bekannten Gitterstructur ist sehr selten in den Elaeolithsyeniten und scheint allenthalben, wo er beobachtet wurde (reichlich im Ditróit von Ditró, sehr sparsam in

spathen im Perthit, soweit sie durch obige Verhältnisse bedingt sind, sind zweierlei: solche, welche zwischen nacheinander auskrystallisirten Theilen der beiden und solche, welche zwischen gleichzeitig auskrystallisirenden Theilen beider entstehen. Durch die Verbindung von Zusammenwachsungsflächen beider Arten erhalten die einzelnen Theile eine scheinbar unregelmässige Begrenzung. Die Verwachsungsflächen der ersten Art sind Krystallflächen (daher bei den Elaeolithsyenitfeldspathen am häufigsten M, die Längsfläche, weil sie die grösste ist) und desto deutlicher ausgebildet, je gröber die Perthitstructur ist. Die Verwachsungsflächen der zweiten Art entsprechen keiner krystallonomischen Fläche, sondern deren Lage hängt, wie die Verwachsungsflächen der Periklinzwillinge, von den krystallographischen Elementen und der Stellung der beiden Feldspathe ab; sie machen sich um so mehr geltend, je feiner die Perthitstructur ist und herrschen im Kryptoperthit so gut wie allein. Ihre Richtung unterliegt wahrscheinlich geringen Schwankungen, die durch Änderungen in den krystallographischen Elementen der beiden Feldspathe bedingt sind; hiervon abgesehen, hängen sie nur von dem Zwillingsbau der beiden Feldspathe ab. Im einfachsten Fall, wo der Kalifeldspath Orthoklas ist und der Albit aus ganz dünnen Zwillingslamellen besteht, folgen sie ungefähr dem Querdoma $8P\bar{\infty}$ $(80\bar{1})$ des Orthoklas; in dem bei den Kryptoperthiten der Gegend von Julianehaab vorliegenden Fall, wo der Kalifeldspath als regelmässig zwillingsgestreifter Mikroklin zu betrachten ist, folgen sie ungefähr zwei Pyramidenflächen $(8\bar{6}\bar{1})$ und $(86\bar{1})$, deren eine die Verwachsungsfläche für das erste, die andere die für das zweite Mikroklinindividuum ist. Wo beide Feldspathe mehr unregelmässig zwillingsgestreift sind, treten zugleich andere, nicht näher erkannte Verwachsungsflächen auf. — Durch Einwirkung von Lösungen nicht näher bekannter Beschaffenheit kann in Alkalifeldspathen nach Abschluss ihrer Krystallisation eine secundäre Perthitstructur entstehen. Die Begrenzungsflächen der secundären Perthitlamellen bleiben unter gewissen Verhältnissen die gleichen, wie die ursprünglichen, unter anderen Verhältnissen nicht. Es bleibt daher im Einzelfalle der Untersuchung überlassen, aus der Anordnung der Lamellen und ihrem ganzen Auftreten Aufschluss über ihre ursprüngliche oder secundäre Bildung zu suchen.“ — Die Berechnung der Verwachsungsfläche $(86\bar{1})$ beruht auf der Neigung der schon von Des Cloizeaux beobachteten V-förmigen Zwillingsbänder von Mikroklin auf P gegen die Trace von M (= 64°) und dem Winkel der Albitzüge auf M gegen die Trace von P (= 73°) und auf der Annahme, dass sich je zwei Nachbarindividuen mit dem geringst möglichen Zwischenraum aneinander legen werden. Denkt man sich je ein Mikroklin- und ein Albitindividuum in solcher Stellung, dass sie M und die Axe c gemein haben, so wird ein Schnitt durch beide Feldspäthe die zur wichtigsten Zone (010) : (001) gehörigen Flächen im Allgemeinen nicht in paarweis parallelen Richtungen schneiden. Es giebt jedoch eine Fläche, welche das thut, diejenige nämlich, welche die beiden Richtungen enthält, in denen die einander entsprechenden Basis- und Längsdomenflächen der beiden Feldspathe sich schneiden. Diese Fläche ist $(86\bar{1})$.

der Serra de Monchique, nach Ramsay auch in den flasrigen Elaeolithsyeniten einzelner Punkte des Umptek), an Druckphänomene gebunden zu sein, welche z. Th. kataklastisch, z. Th. protoklastisch sein mögen.

Anorthoklas (Natronmikroklin Brögger's) ist nach Brögger neben Natronorthoklas (Kryptoperthit Brögger's) der herrschende Feldspath in dem Laurdalittypus der südnorwegischen Elaeolithe. Er hat hier fast durchweg die Rhombenform, wie in den Laurvikiten, bedingt durch das Herrschen der Flächen von (110) ($1\bar{1}0$) und (201). Er ist ferner sicher nachgewiesen, aber ohne die Rhombenform, von Wolff und Tarr in den Elaeolithsyeniten, die in den Crazy Montains, Montana, Lakkolithe und mächtige Lagergänge bilden. Theils mit Gitterstructur, theils nur mit Albitlamellirung besitzt er hier auf (001) und (010) die Auslöschungsschiefen von 2^0—4^0, bezw. von 7^0—$9\frac{1}{2}^0$, hat die Eigenschwere 2,621—2,623, ist durch einen ungewöhnlichen Gehalt an BaO und SrO ausgezeichnet und schliesst Aegirinnädelchen ein, welche wohl auf die Eigenschwere eingewirkt haben. Er wird von Lacroix auch in den Gesteinen von Pouzac und Montreal angegeben.

Albit von meistens überraschender Frische ist der herrschende Feldspath in den Elaeolithsyeniten von Litchfield, in dem von Fr. D. Adams neuentdeckten Vorkommen in der Grafschaft Hastings in Ontario, Canada, und in den mir vorliegenden Stücken des Elaeolithsyenits der Gegend von Boston in der Grafschaft Essex. Er begleitet in älteren, stark corrodirten Individuen die Mikroklinperthite in Kola u. a. O., umrandet diese auch z. Th. in schmalem Saume (Umptek) und begleitet in wechselnder Menge auch den Orthoklas und Mikroperthit. Z. Th. erscheint er wohl auch als späte Füllung miarolitischer Drusenräume und als secundäre Ausscheidung auf Klüften und Spalten in verwittertem Orthoklas.

Von den Alkalifeldspathen ist der Orthoklas der am leichtesten verwitternde. Die Umbildung in Muscovit und in Kaolin ist allgemein verbreitet, oft (besonders in dem Gebiet von Poços de Caldas an der Grenze von Minas Geraes und São Paulo) ist er auch in eine trübe, isotrope Substanz umgewandelt, welche vielleicht Opal, vielleicht Halloysit ist. — Eine Umwandlung des Mikroklin und des Albit in Analcim berichtet Ussing von den Elaeolithsyeniten der Gegend von Julianehaab in Grönland.

Kalknatronfeldspathe fehlen vielen Elaeolithsyeniten vollkommen und sind allenthalben, wo sie auftreten, nur spärlich

vorhanden. Es giebt jedoch in manchen Gebieten local abnorme Entwicklungsformen von angenähert theralitischem und von augitdioritischem Charakter, die zu gewissen, die Elaeolithsyenite begleitenden Plagioklasgesteinen hinüberführen und in denen ein Kalknatronfeldspath sich einstellt (Monchique, Rio de Janeiro, Montreal, Boston). Es fehlen bisher genauere Untersuchungen über diese Plagioklase, doch scheinen sie nach den Auslöschungsschiefen verschiedenen, z. Th. ziemlich basischen Gliedern der Reihe (Labradorit) anzugehören. In letzterem Falle zeigen sie bisweilen die dunkle Bestäubung der Hyperitplagioklase.

Alle die genannten, besonders aber die Alkalifeldspathe können sich begleiten und treten oft in bunter Gesellschaft auf, während gewisse Typen, wie die Laurdalite, Lujaurite, Litchfieldite u. s. w., in der Combination der Feldspatharten eine recht strenge Beschränkung zeigen. Wo verschiedene Feldspathe zusammen vorkommen, nimmt dann bald jede Art ihren selbständigen Raum ein und man kann aus dem Grade des Idiomorphismus und der gegenseitigen Umhüllung ihre Krystallisationsfolge erkennen; bald verwachsen sie gesetzmässig — abgesehen von der perthitischen Durchdringung — und dann findet sich ausser der oben erwähnten Umrandung von Mikroklinperthit durch Albit auch die mantelartige Einhüllung von Albit durch wasserhellen jungen Orthoklas (Kassa) und von trübem Mikroklin durch frischen Orthoklas (S. Vicente).

Das Nephelinmineral hat in den normalen granitoiden Gesteinstypen fast durchweg die Charaktere des Elaeoliths, in den dichten Rand- und Gangbildungen diejenigen des Nephelins. Bei vollkommenem Idiomorphismus zeigt das Mineral die Form kurzer gedrungener Säulen mit $(10\bar{1}0)$ (0001) und sehr oft mit untergeordnetem $(10\bar{1}1)$; das ist besonders dann der Fall, wenn Anklänge oder Annäherungen an porphyrische Structurformen sich einstellen. Weniger scharfe Formen pflegen dort zu entstehen, wo der Elaeolith im Allgemeinen älter ist als Feldspath, aber doch mit diesem eine längere Zeit gemeinschaftlicher Krystallisation hatte; dann verschwindet in andern Gesteinen die gesetzmässig ebenflächige Begrenzung, der Elaeolith bildet unregelmässige Körner, und endlich giebt es Fälle, wo derselbe die eckigwinkligen Räume zwischen den Feldspathen ebenso füllt, wie der Quarz in den Graniten. Von welchen Umständen der höhere Idiomorphismus des Elaeoliths oder Feldspaths abhängt, ist noch nicht sicher erkannt; zweifellos

ist das gegenseitige Mengenverhältniss von grossem Einfluss; das herrschende Mineral ist zugleich das höher idiomorphe. Dem würde es auch entsprechen, dass Ussing in den grönländischen Elaeolithsyeniten den hier meistens Nephelinhabitus besitzenden Elaeolith idiomorph fand, wenn viel Sodalith vorhanden ist, allotriomorph, wo dieses Mineral stark zurücktritt. Dass die Körnerform kein strenger Beweis gegen Idiomorphismus sein kann, beweist der Umstand, dass man nicht selten vollkommen runde Körner von Elaeolith in einheitlichem Feldspath eingewachsen oder von einem Haufwerk von Feldspathtafeln (Great Haste Rock, Salem Harbour, Mass.) umhüllt findet. Hier kann die Körnerform nur die Folge von Resorptionen sein. — Auch eine Art granophyrischer Verwachsung zwischen Feldspath und Elaeolith ist vielfach zu beobachten, besonders schön in den Laurdaliten von Lunde in Südnorwegen; es liegen dann vereinzelte Elaeolithkrystalle und Körner in paralleler Orientirung in einem Feldspathindividuum. Doch wird die Zahl der Elaeolithe nur selten eine so grosse und die Art ihrer Verwebung eine so innige (zwischen Barroco und Foya in der Serra de Monchique), wie bei den Quarz-Feldspathverwachsungen. — Die Spaltbarkeit nach Prisma und Basis ist in hinreichend dünnen Schnitten deutlich bis gut, Zonarstructur oft auffallend deutlich (Alnö). Unabhängig von der bald röthlichen, bald grünlichen oder grauen Farbe im auffallenden Lichte, ist der Elaeolith stets wasserhell durchsichtig, meistens in höherem Grade als Feldspath. Einschlüsse von Gasen und Flüssigkeiten in rundlichen und unregelmässigen, oder auch in negativen Krystallformen sind allverbreitet; ebenso solche der älteren Gemengtheile des Gesteins und ganz besonders solche von Aegirin, Aegirinaugit und Arfvedsonit. Die Einschlüsse liegen gern auf concentrischen Schalen von Prisma und Basis des Wirthes. Der Aegirin (in Südnorwegen ein grünes Chlorit(?)mineral nach Brögger) bedingt die grünen, der Eisenglimmer die rothen Farben im auffallenden Lichte.

Die Elaeolithe erfahren sehr mannichfache Umwandlungen, darunter besonders oft diejenige in Zeolithe, und zwar in Hydronephelit oder Ranit, in Analcim und in Natrolith; auch eine solche in Thomsonit wird angegeben. Es entstehen wohl auch mehrere dieser Zeolithe gleichzeitig, für deren Unterscheidung auf Bd. I dieses Buches verwiesen wird. Bemerkt mag werden, dass die Hydronephelitaggregate im auffallenden Licht meistens grau bis schwärzlichgrau und mehr blättrig-strahlig als strahlig. diejenigen des

Natroliths gern gelblich bis röthlich und deutlich strahlig zu sein pflegen. Als Nebenproduct bei der Zeolithisirung des Elaeolith erscheint nicht allzu selten Hydrargillit oder Diaspor, auch wohl etwas Calcit. — Eine andere sehr verbreitete Art der Umwandlung ist die in Cancrinit, dessen Strahlen und Blättchen sich bald mehr oder weniger unregelmässig im Elaeolith ansiedeln, bald in parallelen Säulen homogene und homoaxe Pseudomorphosen (Beemerville) nach ihm bilden. — Die Umwandlung in Aggregate von Muscovit, d. h. die bekannte Gieseckit- und Liebeneritpseudomorphose berichtet Ussing aus dem Gebiet von Julianehaab, und sie kommt auch an einzelnen brasilianischen Localitäten vor. — Endlich theilt Ussing mit, dass in dem Districte von Julianehaab auch die Umwandlung von Elaeolith (oder Nephelin) in Sodalith sich findet. — Högbom fand den Elaeolith bei dem Gehöft Hartung auf Alnö in eine hellblaugrünliche, unter dem Mikroskop opake Substanz umgewandelt, welche ein sehr CaO-reiches (29 %) Silikat enthält.

Der Leucit, den man bisher nur aus Tiefengesteinen von Arkansas und Brasilien kennt, ist niemals als solcher vorhanden, sondern stets in Pseudomorphosen, welche die allenthalben scharfe idiomorphe Begrenzung des Leucits haben, aber fast durchweg aus einem Gemenge von Orthoklas und Elaeolith bestehen. Meistens bildet der Orthoklas an der Peripherie der Pseudomorphosen eine Hülle aus radialgestellten keilförmigen Individuen, zwischen denen mehr oder weniger Elaeolith eingeklemmt ist, während im Innern die Anordnung dieser beiden Mineralien eine regellos körnige ist. Oft sind noch die Interpositionen der ursprünglichen Leucite vorhanden. Solche Pseudo-Leucite, wie sie von Hussak genannt worden sind, wurden zuerst von Derby in tinguaïtischen Gängen der Elaeolithsyenitformation Brasiliens aufgefunden und erkannt, von Graeff und Hussak mikroskopisch beschrieben und vom letzteren als Pseudomorphosen gedeutet. Dann fand und beschrieb sie J. Fr. Williams aus Arkansas, von wo sie bereits H. Carvill Lewis in losen Krystallen studirt hatte. — Derby vermuthet, dass auch gewisse Analcime in den Elaeolithsyeniten der Gegend von Poços de Caldas in Minas Geraes als Pseudomorphosen nach Leucit zu deuten seien, eine Vermuthung, welche in Beobachtungen Ussing's über Analcim-Pseudomorphosen nach Leucit in Grenzbildungen der Elaeolithsyenite von Julianehaab und in Ganggesteinen dieser Formation eine Stütze findet.

Die Pyroxene der Elaeolithsyenite und Leucitsyenite sind

sehr verschiedene, und gar oft findet man in einem und demselben Gestein ihrer mehrere bald neben einander, bald in gesetzmässiger Verwachsung mit einander. Auch finden sich mit ihnen vergesellschaftet sehr oft Repräsentanten der Amphibolreihe oder Glimmer.

Ein hellgrüner, oft fast farbloser Malakolith der Diopsid-Hedenbergitreihe ist in idiomorphen Individuen mit den gewöhnlichen Augitformen oder auch in mehr oder weniger corrodirten bis rundlichen Körnern (in letzter Form besonders in sehr feinkörnigen, an farblosen Gemengtheilen äusserst armen Elaeolithsyeniten) ziemlich verbreitet, so in den Laurdaliten (hier bisweilen diallagähnlich durch Interpositionen, wie im Laurvikit) und in den granitoiden Elaeolithsyeniten des Langesund, in der Serra de Monchique, in Arkansas, in dem Gebiete von Jacupiranga u. s. w. — Häufiger jedoch ist der Aegirinaugit, gleichfalls z. Th. in idiomorphen, nach (100) tafelförmigen Individuen, z. Th. in unregelmässigen Körnern, Blättern und Stengeln; bei guter Krystallform gelegentlich auch mit Sanduhrstructur (sehr verbreitet in der Serra de Monchique, bei Pouzac, auf Alnö, Nagy-Köves bei Fünfkirchen, Südnorwegen, S. Vicente, Cabo Frio, Caldas in Minas Geraes, Xiririca in S. Paulo, Zwartkoppies im mittleren Transvaal u. s. w.). — Der Aegirin hat ebenfalls eine weitere Verbreitung als der malakolitische Pyroxen und erscheint bald in vollendet idiomorphen Prismen mit breitem (100) und oft ohne oder mit nur sehr kleinem (010), so z. B. bei Beemerville, an der Picota u. s. f. Oft erscheinen gleichzeitig mit den grösseren Aegirinkrystallen oder auch ohne diese vollkommen idiomorphe Aegirinnadeln von mikroskopischen Dimensionen als Einschlüsse in den farblosen Gesteinsgemengtheilen. Dann sind recht häufig sowohl die grösseren selbständigen, wie die mikrolithischen eingeschlossenen Aegirine in stengligen Individuen mit unregelmässiger, spiessiger, auch wohl zackiger Terminalbegrenzung ausgebildet, und auch in der Prismenzone fehlt wohl die geradlinige Abgrenzung, so dass randlich die farblosen Gemengtheile buchten- und zapfenförmig in den Aegirin eingreifen. Bei weiterer Entwicklung dieses Verhältnisses findet ein skelettartiger Bau des Aegirin statt, wobei die Intervalle des Skeletts poikilitisch (cf. S. 112 Anm.), seltener granophyrisch mit farblosen Gemengtheilen ausgefüllt erscheinen. Alles das deutet auf eine sehr lange Dauer der Aegirinbildung hin, welche offenbar neben der Krystallisation der farblosen Gemengtheile herging, ja diese überdauerte, so dass man nicht selten den Aegirin in Kränzen um Feldspath oder

Elaeolith geordnet antrifft. — Endlich erscheint der Aegirin in radialen oder parallelen Faserbündeln an Ecken und Kanten der farblosen Gemengtheile angesetzt, oder die miarolitischen Räume zwischen ihnen füllend und dann also nicht der eigentlichen Gesteinsbildung angehörig, sondern der pneumatolytischen Nach- und Umbildung zuzurechnen, wie die Pegmatitmineralien, die Zeolithe und Verwandtes. — Der Aegirin hat grüne Farbe und den für diese Grundfarbe gewöhnlichen Pleochroismus; recht selten ist der nahe verwandte Akmit (Ditró nach Becke, Beemerville-Libertyville nach Emerson) statt des Aegirin, oder diesen in schmalen Mänteln umwachsend (Fourche Mountains, Arkansas) vorhanden. Etwas häufiger ist ein Ausbleichen des Aegirin zumal in den mikrolithischen Nadeln oder eine regelmässige Verwachsung des grünen Aegirin mit einem farblosen bis gelblichen oder rosarothen Pyroxen von gleicher Lage und gleichem Werthe der Elasticitätsaxen. Diese Verwachsung, wobei die farblose Modification eine äussere Hülle um den grünen Aegirin bildet, die sich aber nie über die Fläche (100) des Aegirin erstreckt, beobachtete wohl zuerst Gürich im Elaeolithsyenit von Kassa. Analog fand Lacroix nicht im eigentlichen, sondern im pegmatitischen Elaeolithsyenit von Montreal ein Zusammenvorkommen von grünem und gelblichem, kaum pleochroitischem Aegirin, wobei bald der grüne, bald der gelbe die inneren Theile der Krystalle bildet. Ramsay beschreibt aus einem stark zeolithisirten Gestein vom Lujaur Urt in Kola farblose Hüllen um grünen Aegirin*.

* In einem Handstück des Lujaurit vom Tjorr-Naj-Ladw am Lujaur fand ich mehrfach den grünen Aegirin in paralleler Verwachsung mit einem hellrosarothen Mineral, dessen Farbe z. Th. vollkommen verblasst oder in hellgrünlich übergeht. Bei rother Färbung ist es schwach pleochroitisch mit a röthlich, c farblos. Dasselbe ist monoklin und zeigt ausser einer Spaltbarkeit in der Prismenzone eine solche nach der Basis. Die letztere ist aber, wie bei vielen Diopsiden und Augiten, nur die Folge einer äusserst zierlichen polysynthetischen Zwillingsbildung nach der genannten Fläche (vergl. dieses Buch Bd. I. Aufl. 3. Taf. XVIII. Fig. 4), welche nicht selten mit einfacher Zwillingsbildung nach (100) zusammen auftritt. Der Prismenaxe zunächst liegt c, und in einfachen Individuen, die anscheinend parallel (010) getroffen waren, ergab sich $c:c = 6\frac{1}{2}°$, in Zwillingen nach (100) wurde $2(c:c) = 16°$ im Maximum gefunden. Auf Schnitten, in denen die Spaltung und Zwillingslamellirung nach (001) senkrecht zu der Spaltung in der Prismenzone lag, trat eine stumpfe negative Bissectrix ziemlich senkrecht aus; $\gamma - \alpha$ ist weit kleiner als bei Aegirin. Parallel der Längsrichtung wird das Mineral bisweilen fasrig und dann wird die Auslöschung unprächis. — Die Verwachsung mit Aegirin vollzieht sich bald so, dass dieses rosarothe bis farblose Mineral einen schmalen Rand um den Aegirin bildet, oder auch so,

Ausserordentlich häufig verwachsen nun Malakolith, Aegirinaugit und Aegirin in vollkommen paralleler Stellung derart, dass stets der Malakolith älter als Aegirinaugit, dieser älter als Aegirin ist. Bei vollständiger Ausbildung dieses Phänomens hat man einen (bald idiomorphen, bald corrodirten) Kern von Malakolith, in welchem auf Schnitten nach (010) c am nächsten c liegt, darauf in sehr allmähligen Übergängen Aegirinaugit mit a zunächst c bei nach aussen stetig abnehmendem Winkel a : c, endlich Aegirin. Dieser Reihe fehlt in manchen Gesteinen der centrale Malakolith, in andern der peripherische Aegirin. Hervorzuheben ist noch bei dieser Verwachsung, dass in dem centralen Malakolith sowohl Flüssigkeits- wie Glaseinschlüsse nicht gerade selten, im peripherischen Aegirin Flüssigkeitseinschlüsse selten, solche von Glas nie beobachtet wurden. Umgekehrt wurden Sodalith, Elaeolith und Feldspath im Aegirin und Aegirinaugit oft, im Malakolith nie, die älteren Gemengtheile (Erze, Apatit, Titanit u. s. w.) allenthalben beobachtet. — Es ist sehr wahrscheinlich, dass die Häufigkeit dieser Pyroxenarten vielfach eine Function des Gesteinsraumes sei; so beschreibt Osann, dass in den Lakkolithen der Ord Mountains in Westtexas der im Centrum derselben häufige Malakolith nach der Grenze derselben hin mehr und mehr von Aegirinaugit und Aegirin verdrängt wird.

In manchen Elaeolithsyeniten, zumal aber in basischeren Ausscheidungen derselben mit Annäherung an theralitischen Charakter tritt recht regelmässig ein braunvioletter idiomorpher Titanaugit in der Form des basaltischen Augit auf, besonders schön in der Serra de Monchique. Auch dieser hat ziemlich regelmässig Ränder von Aegirinaugit, gelegentlich auch von bräunlichgrünem Amphibol (Casaes, Monchique). Der Titanaugit (mit a hellviolett mit Stich ins Gelbe, c bräunlichviolett mit Stich ins Grüne) enthält zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse, die dem Aegirinaugitmantel fehlen.

Zwillingsbildungen nach (100) sind bei allen Pyroxenen der Elaeolithsyenite ziemlich verbreitet. — Umwandlungsphänomene zeigen besonders die Pyroxene der Diopsid-Hedenbergitreihe; sie verwittern zu einem Gemenge von Calcit oder

---

dass beide Mineralien in Lamellen alterniren, die sich in einer Fläche der Prismenzone berühren, selten so, dass dieses rosarothe Mineral eine Fortsetzung des Aegirin in der Richtung der Vertikalaxe darstellt. Nirgends geht die Zwillingslamellirung und Spaltung nach (001) auch in den Aegirin hinein. Leider konnten keine Querschnitte beobachtet werden. Ich halte die Substanz für ein Mn- und Al-haltiges Glied der Aegirin-Jadeit-Reihe.

Epidot mit Chlorit und Limonit. Die Aegirine sind bisweilen mit Biotit in einer Weise verwachsen, welche an die Pterolithpseudomorphose (cf. dieses Buch Bd. I. Aufl. 3. S. 562) erinnert.

In ähnlicher Mannichfaltigkeit, wie die Pyroxene, treten auch die Amphibole in den Elaeolithsyeniten auf. — Ziemlich verbreitet ist eine bräunlichgrüne Hornblende in idiomorphen oder unregelmässig stengligen Individuen; wenn idiomorph, hat sie die Formen (110), (100), (010), (Ī11). Ihr Pleochroismus ist kräftig mit bald mehr bräunlichgrünen, bald mehr grünlichbraunen bis röthlichbraunen Tönen für c und b, hellgelb bis grünlichgelb, selten grünlich für a. Auch findet sich bisweilen ein verschiedener Farbenton im Centrum und in der Peripherie der Krystalle. Zwillingsbildung nach (100) ist nicht eben häufig. Als Einschlüsse finden sich Erze, Apatit und Titanit, sowie Zirkon. Eine magmatische Resorption unter randlicher Neubildung von parallel geordneten, sehr hellgefärbten Diopsidstengeln mit wenig Magnetitkörnern wurde an einzelnen Localitäten der Serra de Monchique beobachtet. In vorzüglicher und oft scharf idiomorpher Ausbildung tritt dieser Amphibol in der Serra de Monchique (besonders bei Marmalete), auf S. Vicente, bei Montreal und nach Osann in dem Centrum der Lakkolithe der Mount Ord Ranges auf, wo er nach der Peripherie hin durch Arfvedsonit verdrängt wird. Nach Adams ist hierher auch einer der Amphibole in dem Elaeolithsyenit von Ontario (Dorf Bancroft) zu stellen. Er ist idiomorph und hat kleines 2E. — Über die Stellung dieses Amphibols in der Familie weiss man Nichts, doch fand Osann, dass derselbe in dem Gestein von Montreal schwerer als Augit und somit wohl Alkali-haltig ist. — Diese bräunlichgrüne Hornblende ist durch mancherlei Zwischenglieder verbunden und geht über in eine normale braune Hornblende, so in der Serra de Monchique (Rebolas, Cerro de S. Pedro, Casaes, Barroco), Serra de Tinguá, bei Moltenborough, N. H., u. s. w., und diese nimmt wieder ihrerseits die Charaktere des Barkevikit an, wie er gelegentlich in Südnorwegen, bei Pouzac, bei Magnet Cove in Arkansas und in schlanken idiomorphen Prismen im Sodalithsyenit an den Square Buttes in Montana (s. S. 123) nach Lindgren auftritt. — Eine grüne Hornblende mit gelb für a und grossem 2E in idiomorpher Gestaltung bespricht Adams als herrschend in dem Vorkommen von Ontario. Sie schmilzt mit Intumescenz unter Na-Färbung der Flamme. — Alle diese Hornblenden erweisen sich durch ihren hohen Grad von Idiomorphismus als frühere Bildungen in den

Elaeolithsyeniten. Osann hält es jedoch für möglich, dass ein Theil derselben in den Mount Ord Ranges aus Malakolith hervorgegangen sei, und auch an andern Orten finden sich diese Hornblenden gelegentlich als Mäntel um malakolithische Pyroxene von hohem Alter.

Eine abweichende Stellung nimmt der Arfvedsonit* und einige ihm nahestehenden Amphibole ein, welche in der Literatur als Arfvedsonit und Arfvedsonithornblende aufgeführt werden und die nach einer freundlichen Mittheilung von Ussing wohl als Glieder einer Barkevikit-Arfvedsonitreihe anzusehen sind. Dieselben haben blaue, blauviolette oder grünviolette, auch stahlgraue Farben, eine sehr starke Bissectricendispersion und demzufolge keine volle Auslöschung auf Schnitten, die nicht in der Zone (001):(100) liegen. Ihre Doppelbrechung ist auffallend schwach und die der Prismenaxe nächstliegende Elasticitätsaxe ist allenthalben a. Idiomorphe Begrenzung ist selten; wo sie scharf und einwurfslos war, ergaben die Querschnitte (Alluaiv am Lujaur-Urt, Kola) grosses (010) mit kleinem (110) und (100). In solchen Schnitten ist b bläulichviolett, c grauviolett und es tritt auf ihnen eine spitze negative Bissectrix aus; die schwarzen Hyperbeln fehlen im Axenbilde und man sieht eine sehr starke Dispersion $v > \varrho$ bei Zusammenfall der Trace der Axenebene mit der kurzen Diagonale

* Ussing unterscheidet in den grobkörnigen Elaeolithsyeniten, incl. des Sodalithsyenit, von Kangerdluarsuk und Tunugdliarfik den grünlichblauen, typischen Arfvedsonit mit den von Brögger und mir (cf. dieses Buch Bd. I. 3. Aufl. p. 564) angegebenen Eigenschaften von den in den feinkörnigen Arfvedsonit-Lujauriten auftretenden, unvollkommen begrenzten und lappigen kurzen Stäben von bläulichgrünem Arfvedsonit mit dem Pleochroismus a sehr dunkel bläulichgrün, b tief blaugrün mit schwachem Stich ins Graue, c hellbräunlichgrün und von dem sehr Riebeckit-ähnlichen Arfvedsonit der Arfvedsonitgranite mit a tief berlinerblau, b etwas heller graulichblau und c hell graugrün. Ausser der Umlagerung in Akmit beobachtete Ussing Umwandlung in Eisenglanz, Eisenhydroxyd und vielleicht Lepidomelan. Diese verschiedenen Umwandlungen finden sich vereint an demselben Krystall. Diese Umwandlung ist kein gewöhnlicher Verwitterungsprocess, auch keine Umschmelzung, sondern verlief im festen Zustande bei hoher Temperatur. Im Eruptivgebiet von Julianehaab kommt auch ein schwarzer Amphibol vor, welcher in dem kleinen $\measuredangle$ c : a = 5° und dem Pleochroismus sich sehr dem Riebeckit nähert und eine starke Dispersion der Elasticitätsaxen in der Längsfläche zeigt. Dieser geht in Krokydolithfilz durch Umwandlung über. Dessen Lichtbrechung ist schwächer als bei dem ursprünglichen Riebeckitamphibol, die Dispersion der Bissectricen sehr merklich, die Doppelbrechung schwach und nächst c liegt a unter kleinem Winkel (5°—10°). Der Pleochroismus ist im Krokydolith a blau, b grauviolett, c fast farblos.

der Spaltungsrisse. Meistens bilden diese arfvedsonitischen Amphibole unregelmässig stenglige oder blättrige Individuen und lassen erkennen, dass ihre Bildungsperiode noch über diejenige der farblosen Gemengtheile hinaus anhielt, z. Th. sogar später als diese begann. Überaus verbreitet ist die Begleitung durch und die Verwachsung mit Aegirin und Aegirinaugit, bald in paralleler gegenseitiger Durchdringung, wobei es nicht zu entscheiden ist, welches Mineral das ältere sei, bald in regellos poikilitischer Verbindung. Ebenso findet sich sehr verbreitet die poikilitisch siebartige Durchwachsung dieser Amphibole mit Feldspath, Elaeolith u. s. w. und das beim Aegirin beschriebene skelettartige Wachsthum. — Die Auslöschungsschiefe a : c und der Pleochroismus wechseln, wahrscheinlich mit der chemischen Zusammensetzung, und sind selbst in verschiedenen Theilen desselben Gesteins nicht ganz constant, sondern verschieden, zumal in den centralen und peripherischen Theilen eines Massivs. So findet man die Angaben

	a	b	c		a : c
Mount Ord Ranges .	tiefblaugrün	tief blaugrün	hellgelbgrün	$a > b > c$	— Osann.
Haupttypus Umptek, Kola	dunkelgrün	grauviolett	graubräunlich bis stahlgrau	$a > b > c$	18° (auf 110) Hackman.
		hellgelblich-braun	grünlichbraun	$a > b > c$	18° (auf 110) Hackman.
Brecciensyenit Umptek, Kola	dunkel-blaugrün	blaustahl-grau	hellröthlich-braun		18° Ramsay.
Paisano Pass, Westtexas.	dunkelbau	bläulichgrün	graugrün		12° Osann.

Man vergleiche dieses Buch Bd. I. 3. Aufl. S. 564 sqq. — Der Arfvedsonit und die arfvedsonitischen Hornblenden treten allein oder mit Aegirin und Aegirinaugit ausschliesslich oder doch stark herrschend in den Elaeolithsyeniten der Gegend von Julianehaab in Grönland (ausschliesslich), Kola (ausschliesslich) und Mount Ord Ranges, vereinzelt und spärlich, zumal neben Aegirin in vielen Vorkommnissen auf.

Der Biotit von tiefbrauner Farbe in Krystalltafeln und unregelmässigen Blättchen dürfte im Ganzen häufiger neben Pyroxen vorkommen, als die Amphibole. Er umschliesst dieselben Mineralien

wie der Amphibol, zeigt auch gelegentlich die gleiche randliche Umwandlung in Augit-Magnetitaggregate, jedoch mit grösseren Mengen von Magnetit, was auf hohen Eisenreichthum hinweist. Er ist z. Th. älter als Augit und Amphibol, in welchen er eingewachsen vorkommt, z. Th. jünger als Aegirin. In manchen Elaeolithsyeniten bei Rio de Janeiro umschliesst Biotit auch hellgrüne Diopsidkryställchen, ähnlich wie der Glimmer des Nephelinbasalts vom Katzenbuckel. Die Axenwinkel pflegen klein bis sehr klein zu sein, die Absorption äusserst kräftig. — Zwillingsbildung nach dem gewöhnlichen Gesetz wurde beobachtet bei den Biotiteinschlüssen im Augit der Elaeolithsyenite von Sitio dos Casaes bei Monchique. — Dunkelgrünen Biotit neben braunem führt der Elaeolithsyenit von Litchfield und nach Graeff gewisse Abarten der Elaeolithsyenite von der Serra de Tinguá. — Rothen Biotit, wie er in den Nephelinbasalten und Nepheliniten häufig ist, mit a strohgelb, c und b braunroth bei stärkerer Absorption des parallel (010) schwingenden Strahles beschreibt Osann aus den centralen Theilen der Mount Ord Ranges; in den randlichen Theilen derselben fehlt er vollständig. In andern Fällen reichert er sich hier an oder erscheint bei sonstigem Fehlen in manchen Handstücken verschiedener Vorkommnisse, die sich nach Fundort, Structur und Mineralführung als randliche Bildungen erweisen; dann pflegt ihm die idiomorphe Begrenzung zu fehlen. — Als einziger und ausschliesslicher farbiger Gemengtheil scheint er manchen Ditró-Gesteinen und dem mir vorliegenden Elaeolithsyenit von der Itatiaia in Rio de Janeiro zu eignen.

Die Eisenerze sind in den normalen Elaeolithsyeniten sehr spärlich vorhanden und fehlen bisweilen vollständig. Aber sie reichern sich auch in basischen älteren Ausscheidungen und in gewissen randlichen Bildungen stark an, so dass selbst Erzlagerstätten daraus sich entwickeln können, wie in den später zu besprechenden Jacupirangiten. Umhüllungen der Eisenerze in den normalen Gesteinen durch Biotitrosetten, und Umwandlung in Titanit kommt hier ebenso vor, wie in den alkalireichen Syeniten.

Apatit in farblosen schlanken Prismen mit Quergliederung, seltener in kurzen gedrungenen Säulen, ist allgemein vorhanden. Seine Menge ist immer eine sehr geringe, doch kommt er besonders in den Agglomerationen farbiger Gemengtheile bisweilen reichlich vor. Die kurzen Säulen sind nicht selten durch winzige Interposition getrübt und violett gefärbt, dann auch pleochroitisch mit der Absorption $E > 0$.

Der Zirkon ist im Ganzen auffallend selten, fehlt vielfach vollständig, was sich wohl durch die Häufigkeit gewisser Zirkonosilikate und Zirkonotitanate erklärt. Hie und da finden sich zirkonreiche Nester. Sein Habitus ist derselbe wie in den Graniten und Syeniten.

Als sehr verbreitete Übergemengtheile, die mehrorts zu dem Range von Hauptgemengtheilen dadurch emporsteigen, dass sie für solche vicariiren, oder neben solchen durch Menge und regelmässige Verbreitung hervorragen, sind besonders die Mineralien der Sodalith- und Eudialytfamilie zu nennen.

Der Sodalith fehlt wohl nur sehr wenigen Elaeolithsyeniten (Särna, Alnö z. Th., Fünfkirchen u. a.) ganz. Er bildet in den meisten Gesteinen sowohl rhombendodekaëdrische Krystalle, welche gelegentlich eingewachsen sind in Feldspath und Elaeolith, als auch keilförmige Massen, welche die Zwischenräume der übrigen Gemengtheile ausfüllen. Seine Bildungsperiode ist also eine sehr lange anhaltende gewesen, wenn man nicht annehmen will, dass die allotriomorphen Sodalithe miarolitische Zellen ausfüllen und also nicht in derselben Strenge ursprüngliche Krystallisationsproducte sind, wie die idiomorphen Individuen desselben Minerals. Die Spaltbarkeit nach (110) ist bisweilen recht deutlich. Der niedrige Brechungsexponent, der Reichthum an Flüssigkeitseinschlüssen von rundlicher und rhombendodekaëdrischer Gestalt charakterisiren ihn gut; von basalen Elaeolithschnitten unterscheidet ihn der Mangel der Interferenzfigur im convergenten Lichte. Der Sodalith ist meistens farblos, wenn ihn nicht der Reichthum an Interpositionen grau oder graublau getrübt erscheinen lässt; die im auffallenden Lichte so verbreitete blaue Farbe verschwindet im Dünnschliff meistens vollkommen oder doch nahezu. Wo der Elaeolith Aegirin- oder Arfvedsonitnadeln führt, sind diese auch im Sodalith reichlich vorhanden, aber gewöhnlich regellos nach allen Richtungen gelagert. — Ziemlich verbreitet sind die Fälle, dass der Sodalith durchaus nur in idiomorphen Individuen erscheint, seltener solche, in denen er nur allotriomorph vorkommt. In einzelnen Gesteinen (Ditró) ist er mit den Feldspathen und Elaeolithen zu einem körnigen Aggregate verwoben, oder folgt in trumartigen Massen den Spaltrissen der Feldspathe. Solche Gesteine lassen stets tief eingreifende mechanische Veränderungen ihrer ursprünglichen Structur beobachten. — Die Umwandlungen des Sodaliths sind analog denen des Nephelin; am häufigsten ist die Zeolithisirung zu Natrolith (Spreustein) und Analcim, womit

Calcitbildung auffallenderweise öfters Hand in Hand geht. — An der primären Natur des Sodaliths zweifelte man früher wohl, zumal auf Grund seiner Erscheinungsform in den Gesteinen von Ditró; die Thatsache, dass er in weiter Verbreitung idiomorph dem Elaeolith und Feldspath eingewachsen ist, stellt seine primäre Natur fest, die allotriomorphe Begrenzung vermag man heute auf einfachere Weise zu deuten. Es soll jedoch natürlich nicht bestritten werden, dass eine secundäre Bildung überhaupt vorkomme. — Die Elaeolithsyenite, welche Sodalith führen, enthalten ihn keineswegs immer in gleichmässiger Vertheilung, wie das von Ditró lange bekannt ist. Adams giebt ihn als spärlich in dem Gestein der Grafschaft Hastings, Ontario, Canada an; doch bildet er auch hier an einzelnen Localitäten (bei Dungannon) beträchtliche Massen, welche nester- und trumartig auftreten, oft mit Schnüren von Eisenerz vergesellschaftet sind und von röthlichen Adern von Feldspath (nach einer Analyse Harrington's) durchzogen werden. Ebenso soll er in grösseren Massen in einem Elaeolithsyenit des Ice River-Gebietes in British Columbia nach Adams sich einstellen. So fanden auch Wolff und Tarr den idiomorphen Sodalith im Elaeolithsyenit der Crazy Mountains in Montana auf die Grenzflächen und Apophysen des Gesteins beschränkt. — Bei starker Anreicherung pflegt er den Elaeolith zurückzudrängen, so dass sich Abarten entwickeln, die man Sodalithsyenite nennt und welche zu gewissen Typen der alkalireichen, elaeolithfreien Syenite hinüberführen.

Man hat lange geglaubt, dass der Sodalith nirgends in dieser Gesteinsgruppe durch Nosean vertreten sei, bis Osann nachwies, dass der sog. Sodalith im Elaeolithsyenit von Montreal Nosean sei mit kleinem Ca-Gehalt. Derselbe umschliesst zumal im Centrum zahlreiche Magnetitindividuen. Glüht man das Gestein, so oxydirt sich der Magnetit oberflächlich zu Fe_2O_3 und die Noseane heben sich roth vom Gesteinsuntergrunde ab. Es ist jedoch zu bemerken, dass nach einer Analyse von Harrington in den pegmatitischen Gängen im Corporation Quarry bei Montreal Sodalith vorkommt. — Dass auch am Umptek Nosean auftrete, wies Hackman nach; van Werweke zeigte, dass Sheibner den Sodalith in der Serra de Monchique mit Unrecht zum Nosean gestellt hatte.

Der Cancrinit als Umwandlungsproduct von Elaeolith oder weit seltener wohl auch von Sodalith ist überaus verbreitet in parallelstengligen oder divergentstengligen bis sphärolithischen Aggregaten und regellos gestalteten Blättchen. In solcher Form

ist er wohl vielfach mit Zeolithen verwechselt worden und wird daher in der Literatur nur ziemlich selten erwähnt. Die gelben und rothen Farben im auffallenden Lichte verschwinden im Dünnschliff. Seltener wird der Elaeolith in ein aus durchweg parallelen Theilen bestehendes Cancrinitindividuum umgewandelt, in welchem dann wohl spärliche Reste des Mutterminerals den Ursprung verrathen. Mit einiger Sicherheit darf man ihn für primär halten, wenn er in langen, beim Elaeolith nicht vorkommenden, schlanken Prismen ausgebildet ist. Wo dieses der Fall ist, besonders schön in Dalekarlien und bei Litchfield, da nimmt mit zunehmendem Cancrinit der Elaeolith oft an Menge ab und das Gestein wird zu Cancrinitsyenit. Der Cancrinit umschliesst gern Aegirin, auch wohl Fluida und ist in diesem Falle anscheinend stets älter als Elaeolith. In andern Gesteinen (Alnö, Brasilien) wird der Cancrinit gern von reichlichem Calcit begleitet. — Durch Verwitterung geht der Cancrinit in eine trübe, ziegelrothe Substanz über, deren chemische Natur noch unbekannt ist.

Der Eudialyt und Eukolit, sowie Mischungen und Verwachsungen dieser beiden Mineralien kommen nur in den grönländischen Elaeolithsyeniten der Gegend von Julianehaab und in denen der Halbinsel Kola als häufiger oder constanter, auch der Quantität nach hervorragender Gemengtheil vor, so dass man gewisse Abarten der Gesteine Eudialytsyenite hat nennen können. Nach Ussing (briefliche Mittheilung) ist er in den grönländischen, nach Ramsay in dem Lujaur Urt-Massiv stets idiomorph gegen farblose und farbige Gemengtheile und am letzteren Ort auch einschlussfrei, nach Hackman am Umptek dagegen allotriomorph, so dass seine Bildungsperiode bald eine sehr frühe, bald eine sehr späte ist. Der Eudialyt zeigt nicht selten eine Art Sanduhrbau, ähnlich wie die Pyroxene, in Folge deren eine Feldertheilung in den Durchschnitten zum Ausdruck kommt. Ramsay beobachtete an den Eudialyten der Halbinsel Kola, dass die zur Basis gehörigen Anwachspyramiden schwächer doppelbrechend sind, als die zu Rhomboëder- und Prismenflächen gehörigen. Zugleich erwiesen sich die ersten als optisch negativ (Eukolit) oder von unbestimmbarem Charakter, die letzten als optisch positiv (Eudialyt), wobei jedoch in diesen Feldern auch einzelne negative Stellen vorkommen. An Rissen und Sprüngen erschien die negative Doppelbrechung oft stärker als die normale, wohl in Folge von chemischen Veränderungen. Anomale Zweiaxigkeit mit 2E bis zu 15° wurde beobachtet mit

einer derart verschiedenen Orientirung der Axenebene auf der Basis, dass sie stets senkrecht zur Trace der nächstliegenden Prismenfläche lag. Schon schwache Erwärmung verminderte in einem parallel c geführten Schnitt die Doppelbrechung im positiven Bilde, in einem andern Schliffe von gleicher Lage wurde die Doppelbrechung in allen Feldern negativ bei einer Temperatur, bei welcher Boracit isotrop wurde (265°). $\gamma-\alpha$ wurde am Eudialyt von Umptek für Na-Licht bei gewöhnlicher Temperatur von Ramsay zu 0,0025 bestimmt mit $\omega_{na} = 1{,}6104$, $\varepsilon_{na} = 1{,}6129$, doch wechselt die Stärke der Doppelbrechung innerhalb eines Feldes von diesem Werthe bis zu 0. Ussing (briefliche Mittheilung) beobachtete an Längsschliffen der grönländischen Eudialyte $\gamma-\alpha$ ebenfalls wechselnd im Charakter und in der Stärke von 0 bis wenigstens 0,0037. Bei Erwärmung bis zu etwa 700° C. blieb der Charakter positiv, aber $\gamma-\alpha$ nahm stark ab während der Erwärmung, vergrösserte sich wieder bei der Abkühlung und blieb nachher grösser ($\gamma-\alpha = 0{,}0044$) als ursprünglich ($\gamma-\alpha = 0{,}0037$). Bei schwacher Rothgluth trat eine dauernde Veränderung ein, die Farbe wurde heller roth, die Doppelbrechung sank bei bleibend positivem Charakter bis auf 0,0002. Bei etwas stärkerer Rothgluth trat eine zweite dauernde Veränderung ein, die Farbe wurde (für das blosse Auge) ziemlich dunkelviolett, die Doppelbrechung wurde negativ und es wurde in einem Falle $\gamma-\alpha$ zu 0,0010 bestimmt. Bei stärkerer Glühhitze trat eine dritte dauernde Veränderung ein, die Farbe war für das blosse Auge ganz blass und braun geworden, die Doppelbrechung war wieder positiv, aber sehr klein (0,0004) und es hatten sich zahlreiche Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse gebildet. Bei weiterer Erhitzung trat Schmelzung ein. — Die grönländischen Eudialyte zeigen bisweilen eine concentrische Zonarstructur und an den Sprüngen und Rissen eine secundäre Abnahme der Doppelbrechung. Ussing beobachtete an denselben eine Umwandlung in ein Haufwerk von Katapleitkrystallen, sowie in Analcim (in Gesellschaft mit Katapleit) und in Zirkon. — Ziemlich reichlich entdeckte J. Fr. Williams den Eudialyt in den Elaeolithsyeniten von Arkansas, vereinzelt findet er sich in denen von Pouzac. Osann beschreibt optisch negativen Eukolit aus den phonolithischen Grenzformen des Elaeolithsyenits der Mount Ord Ranges in Westtexas, theils in idiomorpher Gestaltung, theils siebartig durchwachsen mit oder eingeklemmt in die Zwickel zwischen Feldspathindividuen. Für die Charakteristik dieser Mineralien sei verwiesen auf dieses Buch Bd. I. 3. Aufl. p. 423.

Astrophyllit als ein Nebengemengtheil ist nicht allzu selten (Langesund, Montreal, Kassa, Kola, hier nur in gewissen fluidalflasrigen Abarten, u. s. w.) und giebt bisweilen Veranlassung zur Abscheidung eigener Gesteinsvarietäten (Kola) durch die Häufigkeit seines Vorkommens. Für die Beschreibung und Bestimmung dieses Minerals siehe dieses Buch Bd. I. 3. Aufl. p. 488. — Eine nahe verwandte Substanz, welche am Umptek und Lujaur Urt auf der Halbinsel Kola weit verbreitet ist, wurde von Hackman Lamprophyllit genannt. Der Habitus und die Farbe sind astrophyllitähnlich; eine glimmerartig vollkommene Spaltung geht nach einer als (100) gedeuteten Fläche. Diese bildet mit einer Prismenfläche den Winkel $100 : 1\bar{1}0 = 138^0—140^0$. Auf der vollkommenen Spaltfläche tritt eine stumpfe negative Bissectrix aus und die Spaltblättchen zeigen c braungelb, b hellgoldgelb mit der Absorption $c > b$. Im Dünnschliffe wurde bestimmt $a = b =$ strohgelb, $c =$ goldgelb. Licht- und Doppelbrechung gleich denen des Astrophyllit. Gegen die Spaltrisse zeigte sich im Dünnschliffe anscheinend constant eine kleine Auslöschungsschiefe. Einfache und polysynthetische Zwillinge kommen vor; die Grenze der Individuen verläuft anscheinend parallel der Längsrichtung, welche stets mit der Trace der Spaltbarkeit zusammenfällt und c ist. Chemisch wurde von Ramsay in diesem Mineral nachgewiesen: Na, Mn, Fe, Ti und Si.

Ein durch HCl nicht angreifbarer Skapolith ist nach Fr. D. Adams ein nahezu constanter Gemengtheil in den Elaeolithsyeniten der Grafschaft Hastings zwischen dem Ontario-Fluss und Ontario-See in Canada. Nicht allzu spärlich zeigen ihn auch manche Handstücke vom Ditróbach (Siebenbürgen) und Alnö.

Titanit, fast stets in einer durch (011) prismatischen und in den feinkörnigen Abarten oft sehr schlanken Ausbildung oder in Krystallen von pyramidalem Habitus durch (011) und ($\bar{1}23$) im Gleichgewicht (vergl. dieses Buch Bd. I. 3. Aufl. p. 620. Fig. 207 u. 208), ist überaus verbreitet; er fehlt wohl nur wenigen Gesteinen (z. B. Kangerdluarsuk, Ontario, Litchfield, Fünfkirchen) ganz. Zwillinge nach der langen Diagonale der Durchschnitte sind sehr häufig. Die idiomorphen Individuen bildeten sich früher als Glimmer, Pyroxen und Amphibol; sie umschliessen nur Erze und Apatit, gelegentlich auch libellenführende Einschlüsse, die wohl eine Flüssigkeit enthalten. Allotriomorphe Körnchen des Titanit, welche oft sehr zahlreich in den Dünnschliffen liegen, scheinen durchweg aus Eisenerzen entstanden zu sein. Ihre Menge ist umgekehrt pro-

portional den Eisenerzen, die sie oft umranden und verdrängen. Auffallend ist die Häufigkeit der Zersetzung dieses sonst so widerstandsfähigen Minerals; sie erklärt sich wahrscheinlich durch den nothwendig stark alkalischen Charakter der in den Elaeolithsyeniten circulirenden Lösungen. Das Umwandlungsproduct ist vorherrschend Calcit, welchem trübe, stark lichtbrechende, im auffallenden Lichte schmutzig gelbbraune bis schwarzbraune Erzhäufchen beigemengt sind, die sich bei hinreichender Dünne als Rutil erkennen lassen. Mann beschrieb zuerst diese Umwandlung von einer Localität der Serra de Monchique; sie ist allgemein verbreitet. Der Rutil tritt aber oft erst nach dem Wegätzen kleiner Mengen von Limonit oder Magnetit hervor, die ihn verbergen. Anstatt des Rutils erscheint bisweilen Anatas in bläulichvioletten Pyramiden und Tafeln.

Ausserordentlich gross ist die Anzahl der, wenn auch nur in geringen Mengen, so doch in grosser Verbreitung vorkommenden Übergemengtheile, für deren Beschreibung und Bestimmung auf den Bd. I. 3. Aufl. dieses Buchs verwiesen werden muss, soweit diese Mineralien damals schon bekannt waren.

Laavenit in Krystallen und Körnern hat eine sehr weite Verbreitung und pflegt ein recht alter Gemengtheil zu sein. Doch beobachtete ihn Osann in den Mount Ord Ranges auch jünger als die farbigen Gemengtheile, z. Th. sogar die miarolitischen Drusen füllend und hier mit Calcit derart verwachsen, dass er ihn für secundär halten möchte. Er ist bisweilen auf bestimmte Typen beschränkt. So fehlt er in den Mount Ord Ranges in Westtexas den phonolithischen Grenztypen (nach Osann), am Umptek dem normalen Haupttypus (nach Hackman), während er in den feinkörnigen schlierenartigen Lagergängen vorhanden ist. Im Haupttypus tritt dagegen ein Mineral auf, welches sich vom Laavenit nur durch die Absorption $a > b > c$ mit a rothgelb, b hellweingelb, c fast farblos unterscheidet.

Glieder der Mosandrit-Rinkit-Gruppe und verwandte Substanzen*, Rosenbuschit und mehrere, noch unbestimmbare

* So fand Hackman am Umptek ein Mosandrit-ähnliches Mineral in idiomorphen, aber meist corrodirten Säulen und Tafeln, mit einer monotomen Spaltbarkeit, zu deren Trace die Ebene der optischen Axen in den Durchschnitten ungefähr parallel liegt. Brechungsvermögen etwas höher als bei Apatit, die Doppelbrechung schwach. a liegt stets in der Längsrichtung und parallel zu den Spaltrissen. Um die spitze Bissectrix starke Dispersion $\varrho > v$ bei stark schwankendem Axenwinkel; an zwei Durchschnitten wurde gemessen $2E_\varrho = 68°$ ca, $2E_v = 60\frac{1}{2}°$ ca

Mineralien wahrscheinlich ähnlicher Natur finden sich vielfach in kleinen Mengen und zeigen sich besonders gern mit violblauem Fluorit vergesellschaftet, der meistens in unregelmässig begrenzten Individuen ausgebildet ist. Sehr überraschend ist das von Osann beschriebene Vorkommen des Fluorit in kleinen himbeerrothen Oktaëdern im Elaeolithsyenit der Mount Ord Ranges, hier auch eingewachsen im Feldspath. — Hjortdahlit ist nur von der Insel Midtre Arö im Langesund durch Brögger bekannt geworden.

Eine sehr grosse Verbreitung hat auch der Granat, z. Th. mit beträchtlichem TiO_2-Gehalt und dem Jiwaarit oder dem Schorlomit verwandt. In gewissen Spaltungsmagmen der Elaeolithsyenite wird er ein wesentlicher Gemengtheil. Meistens von braunen Farben, bald in unregelmässigen Körnern oder vollkommen allotriomorph, bald in strenger Krystallform (110), gern mit Zonarstructur. Doch dürfte mancher sogenannte Granat sich bei näherer Untersuchung als etwas Fremdes erweisen.

In gewissen Abarten der Elaeolithsyenite von Julianehaab ist Ainigmatit ein gelegentlicher Gemengtheil, spärlich erscheint er auch in Arkansas, bei Beemerville, in der Serra de Tinguá u. s. w. In lappigen Massen und poikilitischer Durchdringung mit den übrigen Gesteinscomponenten beschrieben ihn Ramsay vom Lujaur Urt und besonders reichlich Osann aus den randlichen Entwicklungsformen der Elaeolithsyenite von den Mount Ord Ranges. Hier ist er im auffallenden Lichte blauschwarz, fast metallisch, im durchfallenden Lichte rothbraun bis braun. Die Querschnitte sind sechs- oder achtseitig mit (110) (100) (010) bei $110 : 1\bar{1}0 = 108^0—111^0$ (am Ainigmatit 114^0). In den Querschnitten liegt die allerdings wenig präcise Auslöschung angenähert parallel den Tracen der Pinakoide; die Ebene der optischen Axen liegt im stumpfen Prismenwinkel. Auf Längsschnitten ist $c : c = 40^0$ etwa im Maximum. Der Pleochroismus ist a braun, b und c dunkelrothbraun bis carmin nach Osann, a schwarz, b dunkelbraunroth, c carmin nach Ramsay. Osann beobachtete, dass der Ainigmatit zu erdigen, bald körnigen, bald fasrigen, isotropen Substanzen von gelblicher Farbe verwittert.

Mineralien der Perowskit-Pyrochlor-Gruppe finden sich bei Ditró, Miask, Alnö, Umptek, Montreal, und zwar an

---

und $2E_\varrho = 23^0$ ca, $2E_v = 15\frac{1}{2}^0$ ca. Der Pleochroismus ist a strohgelb, b hellgelb mit Stich ins Grünliche, die Farbe im durchfallenden Lichte hellgelb bis farblos.

letzterem Orte nach Lacroix in der Nähe der Grenze gegen den Trenton-Kalk.

Wollastonit beschreibt Törnebohm aus Elaeolithsyenit von Alnö, der auch viel Calcit einschliesst, Manganpektolith J. Fr. Williams aus Arkansas. — Olivin giebt Ussing accessorisch aus Abarten der Elaeolithsyenite von Julianehaab, Osann aus den Mount Ord Ranges an. — Calcit, als gelegentliches Umwandlungsproduct sehr verbreitet, wird von Adams in dem Vorkommen der Grafschaft Hastings in Ontario, Canada, wegen seiner weiten Verbreitung und wegen seines Auftretens als Einschluss in ziemlich allen Gemengtheilen für primär gehalten, ebenso von Högbom auf Alnö, wo er theils in gleichmässiger Vertheilung, theils in Nestern und Klumpen, sowie in grossen Marmorschollen vorkommt.

Ausserdem hat man in kleinen Mengen noch eine Reihe anderer, theils nicht sicher zu identificirender, theils noch ganz unbekannter Arten gefunden. So führt deren Ramsay vom Lujaur Urt allein noch vier an.

Zeolithe sind als Umwandlungsproducte nicht selten.

Classification der Elaeolithsyenite und Leucitsyenite.

Die Zahl der Elaeolithsyenite hat sich in dem letzten Jahrzehnt nicht unbeträchtlich vermehrt, aber noch immer gilt der Satz, dass jedes Vorkommen seinen eigenen Charakter hat und dass eine gruppenhafte Zusammenfassung ihre Schwierigkeiten bietet. Durch die Natur der vorhandenen Feldspathe und ihre Combination, durch die Art und Gesellschaft der farbigen Gemengtheile, der constanten Übergemengtheile, durch den Wechsel der Structur u. s. w. entstehen fast so viel Typen wie Vorkommnisse. Dabei zeigt sich bei fortschreitender Erforschung der neu entdeckten und altbekannten Vorkommnisse eine ungeahnte Mannichfaltigkeit von Spaltungsproducten. So dürfte es sich empfehlen, zunächst eine geographische Anordnung zu wählen und dabei die Verwandtschaften hervorzuheben, und daran dann die eigenthümlichen Abarten und Spaltungsproducte anzuschliessen.

An die laurvikitischen Augitsyenite des südlichen Norwegens schliessen sich aufs Innigste an die grob- bis fast grosskörnigen Elaeolithsyenite im Westen des Laurvikitgebietes, zwischen Lougenthal und dem See Farrisvand auf einem Gebiet von 25 qkm, welchen Brögger Laurdalit nennt. Sie unterscheiden sich von den

Laurvikiten durch die Beständigkeit und Menge des Elaeolith und des Sodalith; ihre Feldspathe (Natronorthoklas = Kryptoperthit und Anorthoklas = Natronmikroklin Brögger) haben die Rhombenform mit T, l, y als Grenzflächen; gelegentlich findet sich Cancrinit. Als farbige Gemengtheile erscheinen Lepidomelan in grossen lappigen, oft weithin einspiegelnden Blättern und in Kränzen um die Eisenerze, wie diese durchspickt von reichlichem Apatit, und neben ihm diallagähnlicher und grüner Augit. Das Erz ist Titanmagneteisen. Zeolithbildung ist verbreitet. Zirkon fehlt. Olivin ist accessorisch nicht selten und hat gelegentlich ähnliche Faserhöfe wie in den Hyperiten (Lyseböfjord), wo er an Feldspath grenzt, nicht wo er an Augit stösst. Die Fasern haben in der Längsrichtung c, sie umranden auch die Erzkörner. Die Structur ist porphyrartig ganz wie bei Laurvikit (vergl. S. 129 und 135). — In diesem Gebiete des Laurvikit und Laurdalit setzen sehr mächtige Gangmassen von Elaeolithsyenit auf, als deren Typus ein 200—250 m mächtiger Gang am Eingang zum Landgangsfjord und auf Bratholmen angesehen werden kann. Derselbe umschliesst Bruchstücke von Laurvikit und ist also jünger. Das Gestein besteht aus Mikroperthit, Elaeolith, diopsidartigem Pyroxen, nicht selten mit Aegirinmänteln, Barkevikit, Biotit, Olivin, Sodalith, Magnetit, Apatit und hellgelbem Titanit. Die Structur ist die normale hypidiomorphkörnige, die Gemengtheile sind angenähert isometrisch. Das Gestein ist somit durch Zusammensetzung und Structur verschieden vom Laurdalit; Brögger nennt es nicht gerade glücklich Ditroit, betont aber, dass diese Bezeichnung hier nur einen Structurbegriff bedeuten soll. Es ist normaler Elaeolithsyenit. Nach den Grenzen hin werden die Feldspathe tafelartig nach M und die Structur wird eine trachytoide. Auf den Inseln des Langesundfjord hat der „Ditróit“ Brögger's eine weite Verbreitung (Arö, Stockö u. s. w.) in stetem Wechsel mit Laurvikit. Hier wird er oft streifig bis schiefrig durch Fluidalstructur, und durch protoklastische Vorgänge nimmt er eine Augenstructur an. Er umhüllt Fragmente von Laurvikit in solcher Menge, dass ein scheinbar schlieriger Wechsel von beiden Gesteinen entsteht, wobei die Dimensionen der rundlichen bis ellipsoidischen Stücke von Laurvikit von grossen Schollen bis zu kleinem Detritus wechseln. Die Grenzen beider Gesteine verschwimmen oft vollständig. Brögger erklärt diese Verhältnisse dadurch, dass durch wiederholtes Absinken der Schollen am westlichen Bruchrande der kaum oder noch nicht ganz auskrystallisirte

Laurvikit in Fragmente zerbrach, die durch das nachdringende „Ditroit"-Magma verkittet wurden. So bilden die beiden Gesteine, der zertrümmerte Laurvikit und der nachdringende „Ditroit", eine Art neue Einheit in lenticulär-breccienhaftem Verbande oder, wie Brögger es nennt: Architektur. — Die Reihenfolge der Ausscheidungen in diesem Elaeolithsyenit ist die normale mit stark übergreifenden Generationen; Elaeolith und zuletzt Mikroperthit beschliessen die Reihe. — Eine eigenthümliche Varietät der parallelstruirten „Ditroite" ist Brögger's Aegirinditroitschiefer, überreich an den farbigen Gemengtheilen Aegirin und Aegirin-Augit, oft mit Diopsidkernen, nebst Lepidomelan und Titanit. Erze und Apatit sind nur spurenweise, Zirkon selten vorhanden; Mikroperthit mit etwas Mikroklin und Albit, Elaeolith und etwas Sodalith bilden die farblosen Gemengtheile. Dieser „Aegirinditroitschiefer" erscheint als Hülle um Einschlüsse von Augitporphyrit und dürfte durch Resorption dieser seinen hohen Gehalt an zweiwerthigen Metallen erhalten haben. Im Streichen geht der Aegirinditroitschiefer in das normale Gestein über. Von hohem Interesse sind die Einzelbeschreibungen, welche von Brögger über diese Verhältnisse und über die Contactmetamorphose der eingeschlossenen Augitporphyrite und Rhombenporphyrfragmente gegeben werden, welche zugleich durch den Einbruch des Eruptivgebietes dynamisch beeinflusst wurden.

Wenig mächtige Gänge bestehen aus vorherrschendem Mikroperthit, z. Th. auch Anorthoklas mit oft recht viel Elaeolith und Sodalith. Unter den farbigen Gemengtheilen treten Aegirin und Lepidomelan stark hervor, Hornblende und Diopsid fehlen oder treten sehr zurück. Titanit ist verbreitet, ebenso kommen Fluorit und seltene Mineralien, wie Pyrochlor u. a. (auf Midtre Arö der Hjortdahlit), vor. Die Structur derselben ist durch die ausgesprochene Tafelform die trachytoide. Brögger nannte sie früher (Siluretage 2 und 3. S. 278) diabasähnlich und benannte diesen Typus mit dem Namen Foyait. Ich werde sie trachytoide Elaeolithsyenite nennen und bemerke, dass dieser Typus auch sonst in schmalen Gängen sehr verbreitet ist, wenn er auch auf sie nicht beschränkt bleibt.

Auf der Insel Alnö bei Sundsvall im Bottnischen Meerbusen tritt ein zuerst von Törnebohm, letzthin eingehend von Högbom beschriebenes Massiv von Elaeolithsyenit im grauen Granitgneiss auf, welches geologisch von Högbom mit den Ragunda-Syeniten

(S. 57) und dem Rapakiwi von Rodö bei Alnö in Beziehung gesetzt wird. Es ist ein an farbigen Gemengtheilen armes, normal hypidiomorphkörniges Gestein, welches wesentlich aus schwankenden relativen Mengen von Orthoklas und Elaeolith besteht. Cancrinit erscheint oft reichlich neben Elaeolith. Seltener ist Skapolith, der hier offenbar aus Calcit hervorging, wie wohl auch der sehr spärliche Wollastonit, den Törnebohm* entdeckte. Der farbige Gemengtheil ist Aegirinaugit und Aegirin mit gelegentlichen Diopsidcentren. Sehr selten erscheint accessorisch Sodalith (Brennäset). Titanit ist reichlich in den elaeolithreichen, selten in den feldspathreichen Abarten. Das Erz ist Titanmagnetit und Magnetkies. Melanit ist local angereichert, dann fehlt nach Högbom der Orthoklas, wodurch ein Borolanit-ähnlicher Typus entsteht. Sehr allgemein verbreitet ist Calcit in scheinbar ursprünglichen Körnern von wechselnder Grösse, in Nestern und in gewaltigen Schollen von grobkörnigem Kalk. Durch bald raschen, bald allmähligen Übergang entwickeln sich mannichfache Spaltungsproducte, unter denen besonders basische Concretionen von theralitischem Charakter hervorzuheben sind, wie ich sie zuerst von der Serra de Monchique beschrieb; sie bestehen vorherrschend aus violettem Titanaugit mit reichlichem Titanmagnetit und Apatit neben geringen Mengen von Aegirinaugit und Elaeolith. Sie entsprechen ganz den alten basischen Ausscheidungen der Granite. Hier gehen diese älteren Ausscheidungen sogar in Massen über, welche hälftig aus Titanomagnetit und Apatit bestehen, und in eigentliche Eisenerze. Auch olivinreiche Spaltungsproducte beschreibt Högbom, die ausser Olivin etwa 20 % Titanmagnetit und wenige Procente von Biotit, Calcit

* Herr Törnebohm schrieb mir am 24. März 1886. „Zur Zeit, da ich den Elaeolithsyenit von Alnö beschrieb, hatte ich nur wenig Material von dem Gestein. In mehreren von den damals angefertigten Dünnschliffen fand sich der Wollastonit und ich glaubte daher, dass dieses Mineral ein ziemlich häufig vorkommender accessorischer Gemengtheil des Gesteins sei. Seitdem bin ich noch einmal auf der Alnö gewesen. Das bei dieser Gelegenheit gesammelte Material habe ich erst ganz neulich untersucht, dazu durch ihren letzten Brief veranlasst. In circa 20 Dünnschliffen habe ich aber zu meinem Erstaunen keine Spur von Wollastonit entdecken können. — Es scheint also, dass der Wollastonit nur ganz local in dem Elaeolithsyenit vorkommt, der Kalkspath scheint häufiger zu sein. Das Gestein durchsetzt einen alten körnigen Kalkstein; vielleicht kann das Vorkommen von sowohl Kalkspath als Wollastonit durch eine locale Einmengung von Calciumcarbonat in das Syenitmagma erklärt werden.“ Ich bin überzeugt, dass Törnebohm die richtige Deutung hiermit giebt; das reichlichere Auftreten des Calcit gegenüber Wollastonit erklärt sich zwanglos aus der Basicität des Eruptivmagmas.

und Magnetkies führen. Accessorisch kommt im Normalgestein local Fluorit und ein Glied der Perowskit-Pyrochlor-Familie vor.

Eine recht eigenartige Varietät stellt jedenfalls das von Törnebohm ursprünglich als Phonolith von Elfdalen in losen erratischen Blöcken beschriebene, dann am Siksjöberge bei Särna in Dalekarlien anstehend gefundene, Cancrinit-Aegirin-Syenit genannte, nach Structur und Zusammensetzung sehr wechselnde Gestein von jüngerem als cambrischem Alter dar, dessen Feldspath vorwiegend Mikroklin und Albit ist. Die relativen Mengen von Cancrinit, der hier jedenfalls den Eindruck eines ursprünglichen Gemengtheils macht, und von Elaeolith schwanken stark. Neben dem normalen, an farbigen Gemengtheilen armen Typus kommen feinkörnige bis fast dichte, dann auch deutlich parallelstruirte und porphyrartige Typen vor, welche an die Lagergänge und Gänge des Umptek lebhaft erinnern. Das farbige Element ist Aegirin und Aegirin-Augit und dieses häuft sich in den feinkörnigen Abarten stark an. Wie die verschiedenen Typen, unter denen auch dynamisch beeinflusste sich finden, mit einander verbunden sind, bedarf noch der Feststellung.

Finland besitzt — es wurde dort jüngst ein neues Vorkommen bei Kuolajärvi entdeckt — in der Halbinsel Kola ein Elaeolithsyenitgebiet von 1600 qkm Fläche und 900—1000 m Mächtigkeit, welches sich in das Massiv des Gebirges Umptek zwischen den Seen Imandra und Umpjaur und das des Gebirges Lujaur Urt zwischen den Seen Umpjaur und Lujaur gliedert. Dieselben haben metamorphosirend auf Gneiss und palaeozoische Gesteine nicht näher bekannten (? devonischen) Alters eingewirkt, und bauen sich aus Gesteinen auf von einer bis dahin nicht bekannten Eigenart, die von Ramsay und Hackman vorzüglich klar gelegt wurde. Das Normalgestein des Lujaur Urt ist mittel- bis grobkörnig, durchweg in Bänken und Platten horizontal abgesondert und gneissartig schiefrig theilbar mit vorzüglicher trachytoid-fluidaler Structur. Es besteht aus Mikroklin und Albit in perthitischer Verwachsung, die dünntafelförmige Krystalle bilden, nebst Elaeolith, beide um- und überzogen von Aegirin in mehr oder weniger idiomorphen Säulen, und stets idiomorphem Eudialyt in meist nicht grosser Menge, aber constanter Verbreitung. Sodalith ist bald reichlich da, bald fehlt er ganz. Neben dem Aegirin etwas arfvedsonitähnlicher Amphibol und eine grosse Anzahl seltener und z. Th. noch unbestimmter Mineralien. Das höhere Alter der farbigen Gemengtheile ist nicht nur durch

ihre Umschliessung durch Feldspath und Elaeolith, sondern auch durch ihren hohen Idiomorphismus erweisbar. Der Aegirin aggregirt sich oft zu fluidal-lenticularen Haufen und zu Sonnen, wie der Turmalin in gewissen Graniten. Auch Elaeolith und Feldspath zeigen oft hohen Grad von Idiomorphismus (Angwundas-tschorr und Lestivare), an letztgenannter Localität sogar höhere Grade als die sonstigen Gemengtheile, wobei ausnahmsweise der Eudialyt kittartig auftritt. In einem Handstück fanden sich fremde Massen, die offenbar umgewandelte Einschlüsse sind. Sie bestehen aus äusserst feinkörnigen Feldspathaggregaten, welche grosse Mengen eines grünen Spinell enthalten, die sich zu angenähert gleichseitig dreieckigen, quadratischen und hexagonalen Haufen ordnen, als wollten sie zu einem grösseren Individuum zusammentreten. Man kann gelegentlich die Auflösung von Biotitblättern in solche Spinellhaufen beobachten, wie bei den Einschlüssen von Granit und Gneiss in Basalten. Der Feldspath dieser Einschlüsse ist bisweilen stark mit Cordierit durchwachsen. In anderen ähnlichen Stücken vertritt ein malakolithischer Augit den grünen Spinell, oder Biotit und Augit bilden Häufchen, Augen und Striemen in innigstem Gemenge mit Cordierit und Feldspath. Dann ist dieser Feldspath bisweilen durchspickt mit zahlreichen runden isotropen Körnchen, die etwa denselben Brechungsexponenten wie der Feldspath haben, oder er umhüllt auch gelegentlich ein zirkonähnliches, aber monoklines prismatisches Mineral.

In tieferen Bänken ist das Normalgestein, welches von Ramsay nach Brögger's Vorschlag Lujaurit genannt wird. mehr grobkörnig und dann weniger schiefrig, mit Annäherung an normale hypidiomorphkörnige Structur. — In höheren Lagen wird das Gestein wechselvoller und es entstehen durch Anreicherung von Eudialyt und von Lamprophyllit Abarten, die Eudialyt-Lujaurit und Lamprophyllit-Lujaurit genannt werden, und die anscheinend jedenfalls z. Th. Lagergänge zwischen den Bänken der Hauptmasse bilden. Ihre Structur wird nicht selten porphyrartig. In den Pässen am oberen Ende des Tawajok wurden in nicht feststellbarer Form grobkörnige und porphyrische Gesteine vorgefunden, die hauptsächlich aus Sodalith und Pyroxen bestehen und die Ramsay Tawite und Tawitporphyre nennt. — Zeolithbildung kommt vielfach in den Lujauriten vor.

Am Umptek ist das Hauptgestein grobkörnig, hypidiomorph bis sehr grob trachytoide, in horizontalen Bänken abgesondert,

und besteht aus Mikroklin und Albit in perthitischer Verwachsung und Umhüllung, etwas weniger Elaeolith in idiomorpher Ausbildung (mit gelegentlichem Natrolith und Cancrinit als Umwandlungsproducten), Aegirin nebst arfvedsonitischem Amphibol mit Spuren von Biotit und Ainigmatit, Titanit, Eudialyt in wechselnden Mengen, hier im Gegensatz zum Lujaur allotriomorph, etwas Lamprophyllit nebst seltenen Mineralien, sehr spärlichem Apatit und äusserst seltenen Körnchen von Eisenerz. Ja, dieses fehlt meistens gänzlich. Dieses Gestein wird von Ramsay nach dem russischen Namen des Umptek der Chibinä-Typus genannt. Eine basische Ausscheidung in demselben (Höhe des Wudjaur-Tschorr) bestand aus Aegirin, Arfvedsonit, Feldspath, Eisenerz, Titanit, Elaeolith, Biotit und Apatit in Mengen, die in der gegebenen Reihenfolge abnehmen. Die Anordnung der Gemengtheile im Haupttypus ist so, dass die farblosen Gemengtheile selbständige Gestaltung haben, die farbigen sich zu Haufen zusammendrängen, also ähnlich wie im Laurvikit und Laurdalit und in grönländischen Elaeolithsyeniten. Nach der Grenze hin entwickeln sich aus diesem Haupttypus elaeolitharme bis elaeolithfreie Arten, die oben S. 123 als Umptekit von Ramsay beschrieben wurden. — Als Lagergänge zwischen den Bänken des Haupttypus, und daher mit diesem scheinbar wechsellagernd, treten mittel- bis feinkörnige Typen auf, die sich theils durch accessorische Mineralien (Laavenit, Mosandrit, Nosean), theils durch grösseren Elaeolithgehalt unterscheiden, im Wesentlichen aber Zusammensetzung und Structur des Chibinä-Haupttypus besitzen. Andere Lagergänge zeigen typisch trachytoide Structur. — Im Gegensatz zu diesen Lagergängen finden sich, die Bänke und Lagergänge quer durchsetzend, feinschiefrige Elaeolithsyenite, die in abnehmender Quantität aus Aegirin, Orthoklas, Elaeolith, Titanit, Arfvedsonit, Lamprophyllit, Eudialyt mit Spuren von Eisenerzen und einem stark lichtbrechenden, isotropen, krappbraunen Mineral bestehen. — In vertical stehenden Gängen von ausgezeichneter Parallelstructur bei 0,5 bis mehreren Metern Mächtigkeit ist der Mineralbestand nach abnehmender Menge geordnet Aegirin, Orthoklas (ohne jede perthitische Erscheinung), Nephelin, Titanit, Arfvedsonit, Lamprophyllit, Eudialyt, Spuren von Erz und ein krappbraunes isotropes Mineral. Diese Gänge nähern sich structurell den Tinguaïten. — Im Njurrjaurpachk, im Eveslagtschorr und einem Nebenthal des Wuennumwum finden sich flasrige Gesteinsabarten in geringer Verbreitung, die jünger als die Hauptmassen ihre flasrige Erscheinung nicht einer Kataklase, sondern

einer Protoklase verdanken. Ein Typus dieser ist eudialytfrei, arm an farbigen Gemengtheilen und besteht aus feldspath- und elaeolithreichen Bändern. Der Feldspath ist herrschend Orthoklas und Mikroklin und letzterer hat die im Haupttypus fehlende Gitterstructur, Cancrinit ist Nebengemengtheil. — In andern Abarten umhüllen Häute der dunklen Gemengtheile die zu Linsen aggregirten hellen Gemengtheile und es finden sich reichlich in idiomorphen Individuen Mineralien, die sonst nur in den pegmatitischen Massen vorkommen, wie Eudialyt, Astrophyllit (das Hauptgestein enthält Lamprophyllit), Pyrochlor, Ainigmatit und Perowskit. Das Amphibolmineral ist recht normaler Arfvedsonit. — Pegmatitische Massen des Umptek zeigen z. Th. deutlich eine abweichende Succession der Gemengtheile, so dass Feldspath und Elaeolith die Erstlinge sind, denen Eudialyt, Astrophyllit und seltene Mineralien, dann Aegirin und zuletzt Zeolithe folgen. Auch finden sich schmale Trümer, die nur mit Eudialyt und Aegirin oder nur mit letzterem gefüllt sind.

Der Elaeolithsyenit von Ditró in Siebenbürgen setzt im Glimmerschiefer auf. Er ist in hohem Grade charakterisirt durch seinen Mikroklin mit Gitterstructur und Mikroklinperthit, seinen beträchtlichen Gehalt an Sodalith, der stellenweise den Feldspath und Elaeolith überwiegt, durch die Häufigkeit des Cancrinit, durch die sehr geringen Quantitäten farbiger Gemengtheile. Diese sind in der Regel Biotit, in selteneren Fällen Aegirin und verwandte Pyroxene. Sehr weit verbreitet ist ein Gehalt an Calcit und Wollastonit, seltener Skapolith. Reichlicher Titanit, ziemlich häufiger Zirkon und mannichfaltige seltene Mineralien (Laavenit, Wöhlerit, Glieder der Mosandrit-Rinkit- und der Pyrochlor-Perowskit-Familie u. a.) treten hinzu. Die Structur ist normal hipidiomorphkörnig oder durch mechanische Phänomene stark beeinflusst.

In der Z. D. G. G. 1867. XVIII. 210 beschreibt Zirkel von dem Dörfchen Pouzac, nördlich von Bagnères de Bigorre, „ein deutlich grobkörniges Gemenge von schwarzen, langen, blättrigen Hornblendesäulen und graulichweissen unzersetzten Feldspathkrystallen. Von demselben ist ein Theil Orthoklas, ein anderer trägt die trikline Viellingsstreifung, Quarz fehlt. Das ist das einzige mir aus den Pyrenäen bekannte Beispiel, wo Orthoklas sich in einem Ophit findet, der also hier nicht ein gewöhnlicher Hornblendefels, sondern ein Syenit ist“. Das Gestein wurde von V. Goldschmidt als Elaeolithsyenit erkannt und beschrieben, später

wieder von Lacroix. Es wird bei normal granitischer Structur aufgebaut aus Mikroklin und Mikroklinperthit (vielleicht auch etwas Orthoklas, nach Lacroix Anorthoklas) nebst Oligoklas-Albit in Tafeln, zwischen welchen Elaeolith und Sodalith eingeklemmt sind, sowie Aegirinaugit (mit Sanduhrstructur, wie schon Goldschmidt abbildet) als herrschenden Gemengtheilen. Dazu gesellt sich in wechselnder Menge eine grüne, selten eine braune, barkevikitische Hornblende, etwas Biotit, z. Th. grün durchsichtig, reichlich Titanit, gelegentlich Mosandrit, und ein fast isotropes Glied der Eukolit-Eudialytfamilie, nach Lacroix auch Granat. Nach Lacroix findet sich an der Grenze gegen den contactmetamorph veränderten Jurakalk eine Randzone von tinguaïtischem Habitus. Stücke dieser, die mir allerdings in recht unfrischem Zustande zugingen, zeigen durchaus bostonitischen Charakter.

Der Elaeolithsyenit von der Serra de Monchique (Foyait Blum) in Südportugal, in der Picota und Foya gipfelnd, setzt stockförmig in Culmschiefern auf. Er zeigt eine recht wechselvolle Typenreihe, deren gegenseitige Beziehungen noch der näheren Bestimmung harren. Der Feldspath ist bald Orthoklas, bald Mikroklin in perthitischer Verwachsung mit Albit; er herrscht im Allgemeinen bedeutend über den Elaeolith. Ein basischerer, dunkelbestäubter Plagioklas fand sich reichlich bei Rincovo. Sodalith ist sehr verbreitet, Cancrinit selten (Cerro de Posada). Als farbiger Gemengtheil ist hauptsächlich Aegirinaugit (oft mit Aegirinrändern und mit Diopsid-Centren), an andern Orten bräunlichgrüne, selten braune Hornblende (Reboulas) zu nennen. Ausnahmsweise begegnet man, poikilitisch mit Aegirin verwachsen, dem Arfvedsonit (Sitio d'Alcaria), einem braunvioletten Titanaugit mit schmalen Aegirinaugiträndern, wohl auch von braungrünem Amphibol umwachsen (Casaes) und Biotit. Titanit ist allverbreitet, in gangförmigen und dann stets Aegirinaugit allein enthaltenden Vorkommnissen der Picota sehr schlank prismatisch nach (011), ganz wie dieses auch am Umptek der Fall ist. Zirkon wurde nur in Handstücken von dem Kloster S. Antonio und dem Bade in Monchique, d. h. an der Grenze beobachtet. Hier treten auch eingeschmolzene Einschlüsse mit hohem Pleonastgehalt auf, wie sie ähnlich oben von Kola beschrieben wurden. — Olivin ist im normalen Gestein selten (Reboulas), Flussspath und Turmalin (Rincovo) häufiger. Auffallend ist die Armuth an seltenen Mineralien, von denen nur Laavenit und Rosenbuschit an der Picota gefunden wurden. — Die Structur ist meistens normalgranitisch,

sehr häufig aber auch trachytoide und zwar stets da, wo die Handstücke aus Gängen stammen; doch findet sie sich auch da, wo solches Auftreten nicht angegeben ist. Das Korn wechselt von feinem bis zum recht groben. Mittel- und grobkörnige Typen bilden die Hauptmasse. Im hohen Grade charakteristisch ist für die Serra de Monchique der Idiomorphismus der farbigen Gemengtheile. — Dunkle, den Theraliten genäherte, ältere Ausscheidungen kommen am Sitio do Barroco vor und bestehen aus kurzprismatischem, dunkelviolettem Titanaugit mit erzartigen Interpositionen, meistens mit zonarem und Sanduhrbau, oft mit aegirinaugitischen Rändern, begleitet von tiefbrauner Hornblende und Biotit, viel Eisenerz und Apatit, etwas Olivin und nur geringen Mengen von Elaeolith und Feldspath. Das sind also Analoga zu gewissen der oben beschriebenen Ausscheidungen im Alnöer Elaeolithsyenit.

Der von G. Rose aus dem Ilmengebirge nach dem Orte Mijask benannte Miascit tritt nach ihm von Gneiss und Granit begrenzt auf und wird gegen den Gneiss hin schiefrig. Der Elaeolith tritt zurück gegen den Feldspath, der als Orthoklas bezeichnet wird. Cancrinit und Sodalith sind reichlich vorhanden. Der farbige Gemengtheil ist schwarzer Biotit, der grün durchsichtig wird. Der Reichthum an pegmatitischen Mineralien ist weltbekannt. Nach Muschketow (Verh. Kais. Russ. min. Ges. 1878. IX. 13) ist das Nebengestein des Miascit ein Glimmersyenit. Nach letztgenanntem Autor kommt auch im Bezirk Serawschan in Turkestan Elaeolithsyenit vor (Z. X. 1884. IX. 579).

Von afrikanischen Vorkommnissen sind mehrere bekannt. Ein solches von dem Hafen von S. Vicente, einer der Inseln des Grünen Vorgebirges, wurde zuerst von Stelzner, dann von Dölter beschrieben. Der Feldspath ist Mikroklin, vielleicht auch Anorthoklas, vielfach mit frischen Mänteln von Orthoklas; gegen diesen tritt der Elaeolith zurück. Der herrschende farbige Gemengtheil ist Aegirinaugit; daneben kommen Diopsid und Hornblende vor. Die Structur ist normalgranitisch trotz der Tafelform der Feldspathe; die farbigen Gemengtheile sind gut idiomorph. In miarolitischen Drusen findet sich viel Analcim und Calcit.

Aus der westlichen Sahara von Hassi-Aussert beschreibt Quiroga einen Elaeolithsyenit, der zu 50 % aus Feldspath (Mikroperthit oder Mikroklin mit etwas Orthoklas und spärlichem Plagioklas), zu 25 % aus allotriomorphem Elaeolith und der Rest aus einem sehr merkwürdigen Amphibol nebst Titanit und auffallender-

weise etwas Quarz besteht. Der Amphibol (sp. G = 3,512) gehört zum Arfvedsonit mit c gelbgrün, b gelblichgrüngrau, a dunkelblaugrün; der Vertikalaxe zunächst läge die Axe kleinster Elasticität mit $c : c = 0^0—6^0$, $\gamma—\alpha = 0{,}025$ etwa.

Anstehend von Kassa, der östlichsten Los-Insel (9° 30′ N. Br.), und in Blöcken von der Insel Tumbo an der westafrikanischen Küste beschrieb Gürich Elaeolithsyenite, die z. Th. durch ihren hohen Gehalt an Laavenit und etwas Astrophyllit interessant sind. Orthoklas mit wenig Plagioklas, beide in Tafeln nach M, Elaeolith, Sodalith (auch Cancrinit wurde beobachtet) und Aegirinaugit nebst Aegirin sind die Gemengtheile. In einer mir freundlichst geschenkten kleinen Probe ist der Feldspath Mikroklin ohne Gitterstructur mit Orthoklasrändern.

Cohen brachte von den Zwart-Koppies zwischen Renseburg und Rustenburg im mittleren Transvaal einen Elaeolithsyenit mit, der nach Wülfing's Beschreibung aus Orthoklas in tafelförmigen Einsprenglingen und in der Gesteinsmasse (nach seinen Angaben könnte ein versteckter Anorthoklas vorliegen) mit idiomorphem Elaeolith, allotriomorphem Sodalith, idiomorphem Aegirinaugit und Aegirin nebst Titanit, wenig brauner Hornblende, rothbraunem Biotit und reichlichem Apatit besteht. Die Structur ist porphyrartig mit granitoider Gesteinsmasse.

Den neuesten Fund von Elaeolithsyenit auf afrikanischem Boden machte R. Baron (Q. J. G. S. 1895. LI. 57). Derselbe findet sich am Berge Bezarona (40° 8′ Ö. L., 13° 55′ S. Br.) am NW.-Ende von Madagaskar. Auch hier wieder sind mit dem Elaeolithsyenit vergesellschaftet Phonolithe, Trachyte und Camptonite.

Immer zahlreicher werden die Fundorte von Elaeolithsyenit in Süd- und Nordamerika. In Brasilien sind sie durch Orville A. Derby in den Staaten Rio de Janeiro und Minas Geraes, durch H. Bauer im Staate S. Paulo aufgefunden und von diesen, sowie von Graeff, v. Lasaulx, Machado und Hussak beschrieben worden. Die Vorkommnisse im ersten Staate finden sich am Cabo Frio und den vorliegenden Inseln, in der Serra de Tinguá, N. von Rio de Janeiro, die zur Serra da Bocaina gehört, und am Pico de Itatiaia in der Serra da Mantiqueira, sämmtlich im Gneissgebiet; — in dem Staate Minas Geraes tritt das Gestein in der Serra dos Poços de Caldas an der Südgrenze gegen S. Paulo auch mit Sedimenten wahrscheinlich carbonischen Alters in Verband; die Vorkommnisse von S. Paulo liegen im Stromgebiet des Iguape bei Jacupiranga und Xiririca.

Von den mir durch Herrn Derby's Güte vorliegenden Proben nimmt Itatiaia eine eigene Stellung ein, insofern von den äusserst spärlichen farbigen Gemengtheilen nur rothbrauner Biotit und sehr spärlicher bräunlichgrüner Amphibol und etwas Titanit vorkommt. Der mikroperthitische Feldspath herrscht stark über den Elaeolith vor und Sodalith ist nur vereinzelt nachzuweisen. Die seltenen Mineralien fehlen ganz. Die Structur ist normal granitisch.

Nahe verwandt sind die Vorkommnisse von Cabo Frio und Serra de Tinguá, beide ausgezeichnet durch die Reichhaltigkeit an seltenen Mineralien und die Mannichfaltigkeit der Ganggesteine, die sie begleiten. An beiden Localitäten kommt eine granitisch-körnige Abart, wohl der Haupttypus, und eine trachytoide Abart vor. Letztere dürfte wohl Gänge bilden: jedenfalls erscheint sie in den Handstücken gelegentlich in schmalen Trümern und in diesen reichern sich Laavenit, Rinkit, Rosenbuschit, Turmalin, Fluorit, Cassiterit u. s. w. merklich an, wie schon Graeff in seiner sorgfältigen Untersuchung des Tinguá-Gesteins hervorhob. Auch hier, wie in Südnorwegen nach Brögger, herrscht in den jedenfalls z. Th. gangförmigen Arten Aegirinaugit, der zusammen mit Aegirin auch in den Grenztypen stets zur Herrschaft gelangt und reichlich wird. In dem Tinguá-Gestein ist Orthoklas der herrschende Feldspath nach Graeff, der auch daran die Murchisonit-Spaltung feststellte. Der stets kleine Gehalt an farbigen Gemengtheilen ist ein recht bunter, bald herrscht der grünlichbraune Amphibol, bald Pyroxene, unter denen Graeff auch den Titanaugit mit kleinem 2E und starker Dispersion $\varrho > v$ erkannte, seltener der Glimmer, der bald braun durchsichtig wird und dann Lappen, bald grün und dann idiomorphe Individuen bildet. Titanit ist allenthalben reichlich, Erze und Apatit recht spärlich.

Die durch einen Bahnbau vorzüglich aufgeschlossenen Elaeolithsyenite von Poços de Caldas sind nach mancher Beziehung eigenartig. Sie bilden in Sandstein und Conglomeraten Gänge von wechselnder Mächtigkeit, welche die schönsten randlichen Verdichtungen zu Elaeolithporphyr und Tinguáitporphyr, bezw. Tinguáit zeigen, deren Verhältnisse und deren Verknüpfung mit effusiven Nephelin- und Leucitgesteinen und entsprechenden Tuffen Derby vorzüglich beschrieben hat. Auch am Cabo Frio kommt ein sonderbares klastisches Gestein mit dem Elaeolithsyenit zusammen vor. — Alle Caldas-Gesteine zeichnen sich durch den hohen Idiomorphismus des Elaeolith, durch die ausgesprochene Tafelform des

soweit die Zersetzung eine sichere Bestimmung gestattet, fast durchweg mikroperthitischen bis kryptoperthitischen Mikroklin (? Orthoklas), durch die auffallende Armuth an seltenen Mineralien und das fast ausschliessliche Herrschen des Aegirin-Augit und Aegirin aus. Die Gesteine besitzen nicht die Frische derer aus dem Staate Rio de Janeiro; der Feldspath ist fast stets durchaus trübe bis opak, der Elaeolith durchaus in Zeolithe, Cancrinit u. s. w. umgewandelt. Die herrschende Structur ist die trachytoide, daneben kommt porphyrische oft, normalgranitische selten vor.

Nach den mir durch Herrn Bauer's Güte vorliegenden Proben von Xiririca ist der dortige Elaeolithsyenit ein normalgranitisches Gestein, dessen Feldspath Mikroperthit und dessen dunkler Gemengtheil Aegirinaugit ist mit nicht spärlichem Titanit. — Das Gestein von Jacupiranga ist recht elaeolitharm und steht dem Pulaskit nahe; die farbigen Gemengtheile sind Lepidomelan und Diopsid. Der Feldspath zeigt eine eigenthümliche Bestäubung und in basischen Ausscheidungen treten die farbigen Gemengtheile sehr zurück gegen Pyroxen und Biotit, zu denen sich dann ein barkevikitischer Amphibol gesellt. Mit diesem Gestein ist ein eigenthümliches Spaltungsproduct, der Jacupirangit vergesellschaftet. Beide Fundorte des Staates S. Paulo liegen in krystallinen Schiefern.

Dieser allenthalben schiefrige Jacupirangit von dunkelbrauner bis schwarzer Farbe tritt zwischen den Thälern der Ribeira de Iguape und seines Nebenflusses Jacupiranga auf und wurde von Derby, Bauer und Hussak beschrieben. Die Ablösungsflächen des Gesteins sind mit Glimmerblättchen belegt; die Gesteinsmasse selbst hat sehr wechselnden Bestand. In gewissen Formen baut es sich aus allotriomorphem violettem Titanaugit mit etwas Magnetit und Ilmenit, spärlichen Perowskitkörnern und ebenso spärlichem farblosem, stark zeolithisirtem Nephelin nebst Apatit auf. Der Glimmer ist aus dem Pyroxen entstanden und verdrängt diesen bei der Verwitterung mehr und mehr. Das Endproduct ist ein gelber Thon. In andern Abarten hat das Eisenerz gegenüber dem Augit an Menge in wachsendem Maasse zugenommen, so dass zuletzt ein reines titanhaltiges Eisenerz vorliegt, in welchem die Pyroxenkörner, wie die Silikate in Meteoreisen liegen. An andern Orten finden sich Lagen, in denen neben Pyroxen der Nephelin an Menge zunimmt bis zum Gleichgewicht mit Pyroxen; dann tritt das Eisenerz zurück, dagegen werden Perowskit und Apatit reichlicher und primärer Biotit nebst Olivin treten hinzu. Diese Varietäten sind durch Übergänge

mit einander verbunden. Dass der Jacupirangit, welcher von Elaeolithsyenit in schmalen Gängen durchsetzt wird, eruptiv sei, ergiebt sich aus Einschlüssen von Schieferfragmenten in demselben. Am Contact mit den Gängen von Elaeolithsyenit wird der Jacupirangit reich an grossen Biotitblättern. An einem Contact mit körnigem Kalk wird der Jacupirangit grobkörnig und führt wohlkrystallisirten Magnetit, viel Apatit und braunen Glimmer, während im Marmor an der Grenze Orthit auftritt. Nach H. Bauer würde der Ti-Gehalt des Erzes nicht im Magnetit stecken, sondern auf Ilmenit zurückzuführen sein, der dem Jacupirangit beigemengt ist. — Im Grus des Jacupirangit fand Hussak den Baddeleyit, die monoklin krystallisirende Zirkonerde, welche er Anfangs chemisch unrichtig gedeutet und Braziliit genannt hatte, bis Blomstrand das Mineral analysirte. Unabhängig von Hussak's Beobachtungen entdeckte Fletcher diese Substanz (Min. Mag. 1892. 148) in Ceylon.

Die Analogie des Jacupirangit mit den erzreichen Spaltproducten des Elaeolithsyenit von Alnö ist augenscheinlich.

Nach dem allzufrüh verstorbenen J. Francis Williams sind die durch ihre Mannichfaltigkeit, durch ihren Reichthum an Ganggesteinen und ihre Verknüpfung mit abyssischem Leucitgestein hochwichtigen Vorkommnisse von Arkansas cretacischen Alters. Er unterscheidet folgende Typen:

Der grosse Stock der Fourche Mountains ist bankförmig abgesondert, fast gneissartig. Der Feldspath ist Mikroklinperthit, Plagioklas fehlt, der reichliche Elaeolith ist oft zu Analcim umgewandelt. Idiomorpher Meroxen, Diopsid und etwas Aegirin sind die farbigen Elemente, Magnetit, Apatit und Fluorit sind spärlich, Zeolithe, Cancrinit und Aegirin secundär. Structur granitischkörnig und schön miarolitisch. — In diesem Stock setzen grobkörnige Gänge eines Syenit vom Pulaskittypus auf mit stark getrübtem Orthoklas, allotriomorphem Elaeolith, viel Biotit und diopsidischem Pyroxen mit Aegirinrändern, und andere, die Williams miarolitische Elaeolithsyenite nennt und welche barkevikitische Hornblende als farbiges Element führen. Diese Gänge sind grobkörniger, solange sie das Eruptivgestein durchsetzen, feinerkörnig, sobald sie in die Sedimente eintreten.

Der Elaeolithsyenit von Saline Co., Ark., wird unterschieden in zwei Typen. Der erste besteht aus mikroperthitischem Orthoklas, Elaeolith (z. Th. idio-, z. Th. allotriomorph), Sodalith (nur allotriomorph), Biotit, Diopsid, reichlicherem Amphibol, der auch

Biotit und Diopsid umrandet, Titanit, Magnetit und Apatit. — Der zweite Typus dieser Localität führt reichlichen Elaeolith, wenig Orthoklas, reichlich Plagioklasleisten (Williams hielt sie nach der Auslöschungsschiefe für Labradorit, die Analyse enthält aber nur 0,36 CaO, es wird Albit sein) und Aegirin. Titanit ist selten, Apatit und Erze fehlen. Beide Typen sind zu einer untrennbaren Einheit verbunden und in beiden setzen pegmatitische Gänge auf, die gelegentlich Sulphide des Bleis und anderer Metalle führen. Am Westrande des Massivs findet sich eine tinguáitporphyrische Grenzzone.

Bei Magnet Cove unterscheidet er den Cove-Typus, den Ridge-Typus und den Diamond Joe-Typus. Den Cove-Typus bildet ein feldspatharmes, von sehr feinem bis zu sehr grobem Korne wechselndes Gemenge von Elaeolith, Melanit (in einer zonarstruirten und idiomorphen älteren und einer allotriomorphen jüngeren Generation), Diopsid und Biotit mit grossen Mengen von Apatit, Magnetit, Titanit und Ilmenit. Offenbar ein Ca- und Fe-reiches Spaltungsproduct. Williams nennt es Elaeolith-Glimmer-Syenit. Darin treten grosse Massen eines grobkörnigen dunklen granitoiden Elaeolithsyenits auf, in denen die farbigen Gemengtheile Diopsid, Biotit (sehr reichlich), Eisenerz und Titaneisenerz nebst viel Pyrit überwiegen. Williams vergleicht diese Massen in ihrer Beziehung zum Elaeolithsyenit zutreffend mit den Peridotiten gegenüber dem Gabbro. — Der Ridge-Typus (Elaeolithgranatsyenit) besteht aus Elaeolith und Melanit als Hauptgemengtheilen; Orthoklas fehlt; hellgelber Diopsid wird von etwas Biotit begleitet, dazu Magnetit und Ilmenit. Die relativen Mengen von farbigen und farblosen Gemengtheilen schwanken stark, ebenso das Korn. Die Structur ist granitisch. — Der Diamond Joe-Typus ist gangförmig und besteht aus Orthoklastafeln, theils idiomorphem, theils allotriomorphem Elaeolith, hier und da Sodalith, Aegirin nebst Diopsid und etwas Biotit, Titanit, Magnetit und Pyrit. Secundär sind Aegirin in Büscheln, Cancrinit und Fluorit. Structur granitisch bis trachytoid. — Der Elaeolith-Sodalith-Syenit von Potash Sulphur Springs, Ark., ist nahe verwandt dem Cove-Typus, aber durchweg ärmer an Pyroxen. Der Feldspath sanidinähnlich in Tafeln nach M, Sodalith und Elaeolith idiomorph. Die Structur ist granitoid körnig; die Randfacies haben tinguáitporphyrischen Charakter.

Vom Paisano-Pass in Westtexas, durch welchen die Southern Pacific-Bahn ihren Weg nimmt, beschreibt Osann kurz einen trachytoiden Elaeolithsyenit, in welchem Feldspath (Mikro-

perthit und vielleicht Anorthoklas) herrscht, Elaeolith (idiomorph aber unfrisch) und Sodalith (das jüngste Mineral) zurücktreten. Die farbigen Gemengtheile sind Malakolith mit Aegirinmänteln, Hornblende und Arfvedsonit, die gleichfalls unter einander und mit den Pyroxenen derart verwachsen, dass sich die Sequenz Malakolith, Hornblende, Aegirin, Arfvedsonit ergiebt. Ainigmatit ist constant und reichlich vorhanden. Titanit, spärlicher Laavenit, Apatit und Erze fehlen nicht. Einmal wurde eine Gruppe azoritähnlicher Oktaëder beobachtet. Die Gesteine wurden durch v. Streeruwitz gesammelt.

In Verbindung mit diesem studirte Osann (persönliche Mittheilung) einen Lakkolithen von Elaeolithsyenit in den Kohlenkalken der Mount Ord Range in Westtexas. Im Centrum ist das Gestein mittelkörnig mit Annäherung an porphyrartige Structur durch grössere Feldspathtafeln nach M, nach aussen wird es zunächst feinkörnig mit reichlichem Feldspath und Elaeolith, dann verliert sich der Feldspath, während Elaeolith und Sodalith in 1,5 cm grossen Individuen mit Kränzen der dunklen Gemengtheile hervortreten, weiter nach aussen herrschen die dunklen Gemengtheile aus dem Gesteinsgewebe, endlich wird das Gestein ganz dicht und Elaeolith und Sodalith treten merklich zurück. Das Hauptgestein ist granitisch körnig und miarolitisch. Der Feldspath, in Tafeln nach M und in Säulen nach à, besteht aus innigen mikroperthitischen Gemengen von Orthoklas und einem sauren Plagioklas, der scharf idiomorph in die gewöhnlich mit Carbonaten erfüllten Miarolenräume hineinwächst. Diopsid nach aussen in Aegirinaugit sehr allmählig übergehend, wird von einzelnen grösseren Biotitblättern begleitet. Laavenit ist häufig. Das Erz ist anscheinend Magnetit. Mit Zunahme der porphyrischen Structur nehmen Aegirinaugit und Aegirin auf Kosten des Malakolith zu. Biotit tritt zurück, die Feldspathe der Grundmasse werden leistenförmig, rother Fluorit in Oktaëdern und Körnern wird häufig. In den dichteren Arten verschwindet der Biotit ganz, ebenso fast ganz der Malakolith und die gemeine Hornblende, welche im Hauptgestein accessorisch vorkommt; der Mikroperthit, Elaeolith und Sodalith nehmen glasigen Habitus an, die Structur wird fluidal und porphyrisch, nach Art der Phonolithe. Die farbigen Gemengtheile sind lappig ausgebildet und poikilitisch verwachsen; ein Mineral der Eukolit-Eudialytfamilie stellt sich ein. In der ganz dichten Grenzform dagegen ändert sich das Bild vollständig, der Mineralbestand bleibt zwar wesent-

lich derselbe, aber die Structur ist aplitisch durch und durch, wie in den typischen Tinguáiten. Es fehlt jede Spur fluidaler Erscheinungen und poikilitischer lappiger Ausbildung der farbigen Gemengtheile.

Nach Sears, der sich eingehend mit den schon von Wadsworth erwähnten Elaeolithsyeniten von Salem, Essex Co., Mass., beschäftigte, tritt dieses Gestein an der Küste und auf den zahlreichen Inseln im Hafen auf und entsendet vielfach Gänge in die Granite und Diorite der Umgebung, mit denen es ebenso wie mit contactmetamorphen cambrischen Schiefern in Berührung tritt. Der Elaeolithsyenit ist nach Sears jünger, als ein von ihm Essexit genanntes, aber der Elaeolithformation zugerechnetes Gestein. Dasselbe hat eine gewisse Verwandtschaft mit Dioriten des Cabo Frio bei Rio, mit den canadischen Theralithen, mit dem Rongstockgestein und zweifellos liegt hier eine gesetzmässige Gesteinsparagenesis vor. Ausserdem finden sich im Verbande Gesteine, die Sears zu den Augitdioriten, Gabbro und Olivingabbro stellt. Der Elaeolithsyenit selbst besteht nach Sears aus Mikroklin und Albit in Verwachsung, Orthoklas, Plagioklas, Aegirin, Augit, Hornblende (braun), Biotit (roth) und Magnetit. Handstücke, welche ich der Güte des Herrn Sears verdanke, sind theils recht grobkörnig und granitisch, dabei verhältnissmässig arm an Elaeolith und Sodalith, die oft in Hydronephelit umgewandelt sind, reich an Mikroklin mit Albiträndern und Trümern, nebst Orthoklas und Albittafeln. Cancrinit kommt in Verwachsung mit Sodalith vor. Der Sodalith giebt starke Chlor-, keine SO_3-Reaction. Die farbigen Elemente sind grün durchsichtiger Lepidomelan in dicken Tafeln und Aegirin, in wechselnden Mengen. Titanit, etwas Zirkon und spärlich ein optisch positiver Eudialyt in skelettartiger Ausbildung nebst etwas Molybdänglanz sind Nebengemengtheile. — Ein mittelkörniges Gestein von Great Haste Rock im Salem Harbour zeigt die divergentstrahlige Structur des Pegmatitgesteins von Laaven im Langesund; idiomorpher Elaeolith und Sodalith liegen in einem divergenten Gewebe von Mikroklin- und Albitleisten, zwischen die noch Sodalith (zu Spreustein geworden) eingeklemmt ist. Farbige Gemengtheile und Erze fehlen fast vollständig. Dasselbe Gestein kommt feinkörnig vor und führt dann etwas Mosandrit und Laavenit. Bedeutsam ist das Auftreten einer Tinguáit-Bostonit-Gangformation.

Ein von Hawes als Hornblende-Syenit vom Red Hill bei Moltenborough, N. H. beschriebenes Gestein wurde von Diller und

Bayley als ein elaeolitharmer Elaeolithsyenit erkannt. Der Feldspath ist wesentlich Mikroperthit und Albit. Sodalith ist accessorisch. Hellfarbiger Augit und Aegirin-Augit, bräunlichgrüne Hornblende und etwas Biotit, sowie Magnetit, Titanit, Apatit und Leukoxen und vereinzelt ein Zirkonkryställchen bilden den Rest. Der helle Augit liegt stets in einem Häufchen von Amphibol, Biotit und Leukoxen, die aus ihm entstanden wären. Der Amphibol hat $c : c = 24^0$ etwa und recht schwache Doppelbrechung. Mit den farbigen Gemengtheilen ist oft ein unbekanntes Mineral von hoher Lichtbrechung, schwacher Doppelbrechung und schwachem Pleochroismus in grünen Tönen verwachsen, das immer Scheibenform hat. Die Stücke verdanke ich der Liebenswürdigkeit von Herrn Bayley.

In vielen Punkten ähnelt dem Gestein von Ditró ein durch seinen blauen Sodalith und gelben Cancrinit allbekannter Elaeolithsyenit von unbekanntem Anstehenden, der in Blöcken und Blockhaufen in den Townships Litchfield, Gardiner und Monmouth in Maine gefunden wird. Es kommen normale und schiefrige Abarten vor, erstere ohne, letztere mit evidenter Kataklase. Der herrschende Feldspath ist Albit, daneben Orthoklas (in meinen Proben Mikroklin und Mikroklinperthit); der Elaeolith wird von Sodalith und Cancrinit begleitet. Lepidomelan, grün, sehr selten braun in durchfallendem Licht, ist der einzige farbige Gemengtheil, auch Titanit fehlt vollständig. Seltene Mineralien kommen vereinzelt vor, darunter auch Orthit. Bayley hat das Gestein wegen der Natur seines herrschenden Feldspaths mit dem Namen Litchfieldit belegt.

In den Hudson River Shales setzt zwischen Beemerville und Libertyville in New Jersey ein mächtiger ($\frac{1}{4}$ mile) Gang auf, der sich 3 miles weit verfolgen lässt. Nach Emerson, der ihn zuerst beschrieb, und Kemp besteht er aus einem sehr elaeolithreichen (bis 90 %) Elaeolithsyenit von örtlich allerdings wechselnder Zusammensetzung. Die centralen, oft sehr grobkörnigen Theile enthalten neben Elaeolith nur wenig Feldspath, Aegirin, etwas Sodalith und secundären Cancrinit, Titanit und Erze. Nach den Rändern stellt sich mehr Orthoklas und etwas Biotit ein. Prachtvoll sind die z. Th. vollkommen homogenen Pseudomorphosen von Cancrinit nach Elaeolith. Die Structur ist echt abyssisch; dagegen zeigen dichte Handstücke vom Salband schöne aplitische Ausbildung bei feinem Korne, und hier hat der Feldspath (Orthoklas) einen auffallend kleinen Axenwinkel, wie der Sanidin, und es stellt sich

ein fast isotropes Glied der Eukolit-Eudialytfamilie ein. — Auch porphyrische Ausbildung findet sich, vielleicht als selbständiger Gang.

Wolff und Tar beschreiben Lakkolithe und mächtige Lagergänge von ziemlich feinkörnigem Elaeolithsyenit aus den Crazy Mountains, Montana, welcher zu porphyrischer Structur neigt. Der Feldspath ist ein auffallend Ba- und Sr-reicher Anorthoklas (sp. G. 2,612—2,623) mit bald mikroklinartiger Gitterstructur, bald nur einfachem Lamellenbau nach dem Albitgesetz. Randlich ist er oft mit Aegirin durchwachsen. Elaeolith füllt die Zwischenräume der Feldspathe; Augit mit Aegirinrändern bildet das farbige Element. Sodalith in Krystallen ist auf Grenzflächen und Apophysen der Gesteine beschränkt.

Der im Trentonkalk bei Montreal in Canada aufsetzende Stock von Elaeolithsyenit mit seinem ausgezeichneten Gefolge von Ganggesteinen wurde zuletzt von Lacroix beschrieben. Sein Feldspath in dem mir vorliegenden reichen Material ist wesentlich Mikroklinperthit und z. Th. wohl Anorthoklas (Lacroix giebt Orthoklas, Anorthoklas, Oligoklas und Kryptoperthit an), der Elaeolith ist idiomorph und allotriomorph, der reichliche Hauyn ebenso. Grünlichbraune und bläulichgrüne Hornblende stellen das farbige Element dar, in Begleitung von Biotit, der gern die Amphibole umrandet (Lacroix nennt Pyroxen, Aegirin, Barkevikit und Biotit). Titanit ist reichlich, Melanit nicht selten, Wollastonit und Astrophyllit vereinzelt vorhanden. Nach Lacroix haben sich Pyroxen, Granat, Wollastonit, Perowskit an der Grenze gegen den Kalk reichlich entwickelt. Die Structur ist granitoide, in manchen Handstücken auch trachytisch. Andere Proben, offenbar von der Grenze her, sind makroskopisch dicht und haben durchaus tinguäitische Structur bei skelettförmig lappiger Ausbildung der farbigen Gemengtheile.

Fr. D. Adams entdeckte in der Grafschaft Hastings in Canada zwischen dem Ontario-Fluss und Ontario-See im Laurentian ein grosses Gebiet von Elaeolithsyenit, das in seinem südlichen Verlauf von körnigem Kalk begrenzt wird und vielfach mit einem feinkörnigen, aplitischen Granitit verknüpft ist. Das Gestein ist oft massig, meistens aber streifig und oft förmlich gneissähnlich, wobei dann die Schieferung parallel der des Gneisses geht. Das Korn ist oft gigantisch, so dass Elaeolith mit 2,5 Fuss Durchmesser, Feldspath und Biotit in entsprechender Grösse (z. B.

am York River) entwickelt sind. Elaeolith mit mehr glasigem als öligem Glanze, also dem Nephelin entsprechend, bildet allenthalben die Hauptmasse und setzt stellenweise mit wenig Biotit oder Amphibol das Gestein allein zusammen. Der Feldspath ist Albit, Kalifeldspath fehlt durchaus. Accessorisch, selten fehlend, oft reichlich, sind Skapolith und Calcit, weniger bedeutsam Granat, Zirkon in grossen Krystallen, Sodalith, Magnetit und Apatit. Die reinen, feldspathfreien Arten möchte Adams mit Ijolith vergleichen, was bei dem grossen Reichthum dieses Gesteins an farbigen Gemengtheilen kaum angehen dürfte. Die Structur ist typisch hypidiomorphkörnig, kataklastische Phänomene sind vereinzelt deutlich, öfter schwach angedeutet. Die von Coleman beschriebenen erratischen Blöcke von Cobourg dürften hierher gehören.

Über grönländische Elaeolithsyenite theilt mir Herr Prof. Ussing in Kopenhagen, dem ich auch an dieser Stelle herzlich danke, freundlichst Folgendes mit: „Aus Grönland werden drei Vorkommen von Nephelinsyenit erwähnt, aber nur zwei sind unzweifelhaft richtig."

„Laube und Vrba haben Eudialytsyenit von den Kittisut- (Kitsigsut-)Inseln, ca. 80 km SO. von der Colonie Julianehaab in Südgrönland, beschrieben. Dieses Vorkommen ist nie wieder gefunden worden, obschon die Inseln oft besucht und Mineralien von den Grönländern eifrig gesammelt werden. In diesem Sommer (1894) sind die Inseln geographisch aufgenommen worden und man hat auch bei dieser Gelegenheit den Eudialyt vergeblich gesucht. Da bekanntlich die betreffenden Beobachtungen von der Hansa-Expedition unter sehr ungünstigen Verhältnissen gemacht wurden, so ist die Richtigkeit der Angaben sehr zu bezweifeln. Wahrscheinlich handelt es sich nur um erratische Blöcke oder missverstandene Angaben der Grönländer."

„Ein kleines Vorkommen findet sich in der Nähe des Kryolith von Ivigtut. Das Gestein ist von Törnebohm beschrieben, mir aber nicht durch Autopsie bekannt." (Derselbe ist in diesem Buche nach Törnebohm's Angabe als Augitsyenit aufgeführt; vergl. S. 127.)

„Das altbekannte grosse Nephelinsyenitvorkommen ist das von Julianehaab, wenige Meilen nördlich und nordöstlich von der Colonie, namentlich an den Fjorden Kangerdluarsuk und Tunugdliarfik. Geologische Karte und Beschreibung gab Steenstrup in Meddelelser om Grönland II. 1881, geschrieben in Grönland 1878. Die Nephelinsyenite von Julianehaab stehen geologisch mit Augit-

syeniten, Diabasen und jüngeren Graniten in Verbindung; die Eruptionsfolge scheint ähnlich wie im Christianiagebiet zu sein. Näheres hierüber ist nicht bekannt. — Chemisch zeichnen sich diese Gesteine durch sehr geringen Gehalt an Ca und Mg aus. Mineralogisch ist namentlich im Gegensatz zu den Kola-Vorkommnissen die grosse Verbreitung von Typen hervorzuheben, in welchen Aegirin und echter Arfvedsonit Alleinvertreter der dunklen Gemengtheile sind. Unter den vielen Typen der grönländischen Nephelinsyenitgesteine kann man drei als die wichtigsten und verbreitetsten betonen."

„I. Der Sodalithsyenit Steenstrup's hat eine sehr eigenthümliche Structur. Er besteht aus einem sehr grobkörnigen Aggregat von Feldspath, Nephelin, Eudialyt und Aegirin, gewöhnlich auch Arfvedsonit. Andere Pyroxen- und Amphibolmineralien kommen gar nicht vor. Dazu kommt Sodalith in kleinen idiomorphen Krystallen, welche in grosser Zahl in jedem der andern Gemengtheile eingebettet liegen. Die Sodalithkrystalle (110) haben gewöhnlich Dimensionen von etwa 5 mm, die übrigen Gemengtheile dagegen von 2 bis 5 cm oder mehr. Der Sodalith kann 30 bis 40 % des Gesteins ausmachen. Die Entstehungsfolge der Mineralien ist etwa: 1. Sodalith, 2. Nephelin und Eudialyt, 3. Feldspath, 4. Aegirin und Arfvedsonit. Die dunklen Mineralien bilden nur eine Generation; sie haben sich während der ganzen Solidificationszeit des Gesteins gebildet. Ihre Krystallisation hat wenigstens ebenso früh angefangen, wie die des Sodalith. Dennoch ist die Hauptmasse der dunklen Mineralien jünger als Feldspath. Das Magma wurde während der Krystallisation und durch diese immer eisenreicher. (Analog findet man, dass unter den chemisch verschiedenen Nephelinsyeniten bei Julianehaab die eisenreichsten die jüngsten sind; eisenreiche ältere Ausscheidungen giebt es hier nicht.) Der Feldspath ist dicktafeliger Mikroklin-Mikroperthit; er ist jünger als Nephelin."

„II. Grobkörnige Nephelinsyenite mit tafeligen Feldspathen (Foyait-Typus Brögger's), trachytoide Structur, bald divergent tafelig, bald parallel tafelig. Diese Gruppe wird von vielen Gesteinen repräsentirt. Die geologischen Daten sind hier besonders mangelhaft, natürliche Eintheilung z. Z. kaum möglich. Erste Untergruppe mineralogisch dem Typus I und III sehr nahestehend, setzen sich nach der Krystallisationsreihenfolge zusammen aus Eudialyt, Mikroklin-Mikroperthit, Nephelin, Aegirin,

Arfvedsonit, seltener Ainigmatit. Wenig Sodalith kann vorkommen und ist dann jünger als Feldspath oder Nephelin. Das relative Mengenverhältniss der Gemengtheile ist sehr schwankend. — Zweite Untergruppe, thonerdereichere Gesteine (ich habe vorläufig nur eine Analyse). Die Feldspathe sind verschiedenartige Kalinatronfeldspathe, theils Mikroklin-Mikroperthit, wie die früher beschriebenen, theils solche mit anderer Structur, theils Orthoklas-Mikroperthit, theils Kryptoperthite, welche z. Th. Ähnlichkeit mit den Feldspathen der Foya haben. Die Gesteine bestehen aus Feldspath, Nephelin, Aegirinaugit, gewöhnlich auch Aegirin, recht häufig Arfvedsonit, Hornblende mit grossen Auslöschungsschiefen selten, Ainigmatit nicht selten, Biotit häufig, Olivin in gewissen Varietäten, Apatit und Magnetit reichlicher als in den andern Typen, Sodalith, wenn vorhanden, spät ausgeschieden. Die Gesteine dieser Untergruppe sind z. Th. denen europäischer und anderer Vorkommnisse recht ähnlich. Krystallisationsfolge noch nicht fertig untersucht, aber Nephelin durchweg jünger als Feldspath."

„III. Feinkörnige Nephelinsyenite mit dünntafeligen Feldspathen und mit nadelförmigem Aegirin (oder Arfvedsonit), Lujaurit-Typus. Sehr eisenreiche Gesteine mit 12—13 % $FeO + Fe_2O_3$. Gewöhnlich mit ausgeprägter Parallelstructur; makroskopisch sind es grasgrüne, schiefrige Gesteine, oder schwarz, wenn Arfvedsonit-reich. Varietäten ohne Parallelstructur kommen jedoch auch vor und treten z. Th. in recht mächtigen Gängen auf. Die Gemengtheile sind: Eudialyt, Feldspath, Nephelin, Aegirin und Arfvedsonit in sehr wechselnden Mengen. Die grünen aegirinreichen Gesteine sind oft schwarzfleckig durch poikilitische Arfvedsonit-Individuen. Die Feldspathe sind Mikroklin und Albit in selbständigen Krystallen, Zeolithbildung weit vorgeschritten."

Als Grenzbildungen finden sich nach einer früheren, oben citirten Mittheilung Ussing's bei Julianehaab feinkörnige, etwas schiefrige, an Aegirin und Arfvedsonit sehr reiche Gesteine von grasgrüner oder schwarzer Farbe, in denen der Gehalt an Eisenoxyden von 12 % bis zu 25 % steigen kann. Diese Grenzgesteine sind nicht basische Concretionen an der Abkühlungsfläche, sondern in Folge des Einsinkens der schon verfestigten Hauptgesteine aufgepresste Krystallisationsrückstände. Diese Grenzbildungen umschliessen Bruchstücke der Hauptgesteine, in denen sie auch Gänge und mit denen sie sogar gelegentlich vollkommene Primärbreccien

bilden. Die Structur der Gesteine ist protoklastisch. Diese Grenzgesteine zeigen eine starke Zeolithbildung und führen grosse Leucitpseudomorphosen. Analcim ist der herrschende Zeolith und entsteht aus Nephelin, Leucit, Mikroklin und Albit, sogar aus Eudialyt. Die Pseudomorphosen sind oft homogen, die Leucitpseudomorphosen finden sich in bis faustgrossen Einsprenglingen und in kleinen Körnern.

Nach einer Notiz bei Ussing fand Steenstrup bei Kumerngit ein vorwiegend aus violettrothem, am Licht ausbleichendem Sodalith bestehendes Gestein, welches er Sodalithgestein nannte.

Überblickt man die lange Reihe der beschriebenen Elaeolithsyenite, denen noch anzufügen sind: Fünfkirchen in Ungarn, Viti-Archipel, Timor, Ice River-Gebiet in British Columbia und in Auswürflingen Tenerifa, in Einschlüssen im Phonolith Fernando de Noronha, so ist es unverkennbar, dass man es mit mehreren, weit auseinander liegenden Typen zu thun hat, deren Zusammenfassung jeder genaueren Erkenntniss ihrer Beziehungen das Thor verschliesst. Es ist allerdings wohl kaum möglich, heute schon eine einwurflose Gliederung vorzunehmen, aber die folgenden Typen wird man unbedingt anerkennen müssen. Es wird kaum erforderlich sein, die Gründe durch wiederholte Beschreibung zu liefern, sie ergeben sich aus dem Vorstehenden von selbst.

Laurdalit-Typus, bisher auf das südnorwegische Eruptivgebiet beschränkt.

Foyait-Typus, verhältnissmässig feldspathreich, mit einer granitoiden und einer trachytoiden Untergruppe. Die Gesteine sind rosaroth, grau oder weiss, die farbigen Gemengtheile herrschend Pyroxene von verschiedener Zusammensetzung oder Amphibole der eigentlichen Hornblende- und Barkevikitgruppe oder endlich Biotit. Danach Pyroxen-Foyaite, Amphibol-Foyaite und Biotit-Foyaite. Zu den Pyroxen-Foyaiten in granitoider und trachytoider Ausbildung liefern Beispiele: Serra de Monchique, Südnorwegen (Brögger's Ditróite und Foyaite), Alnö, Pouzac, S. Vicente, Kassa, Transvaal, Serra de Tinguá, Cabo Frio, Poços de Caldas, Xiririca, Arkansas, Mount Ord Range (?), Paisano Pass (?), Salem, Moltenborough, Crazy Mountains. — Amphibol-Foyaite liefern die Serra de Monchique, Hassi-Aussert, Serra de Tinguá, Cabo Frio, Montreal. — Für die Glimmer-Foyaite (oder Miascite) liefern Beispiele Miask, Itatiaia, Jacupiranga, Arkansas, Salem, Ditró. — Weitere Unterabtheilungen sind vielleicht auf herrschende

oder charakteristische Übergemengtheile zu gründen. Es ist die grösste und weiterer Untersuchung auch bedürftigste Gruppe.

Lujaurit-Typus, theils granitisch, herrschend trachytoide; grünlich gefärbte Gesteine, gern auffallend parallelstruirt bis dünnschiefrig; Alkalifeldspathe in Mikroklinform und mikroperthitisch, Alkalipyroxene und Alkaliamphibole ausschliesslich oder doch stark herrschend, eudialythaltig, oft recht eisenreich und sehr arm an Mg und Ca. Hauptunterabtheilungen sind Aegirin-Lujaurite und Arfvedsonit-Lujaurite. Hierher Lujaur, Umptek (Chibinä-Typus), Julianehaab.

Litchfieldit-Typus. Der Feldspath ist Albit, Structur granitisch oder trachytisch. Litchfield und Ontario.

Beemerville-Typus. Feldspath tritt sehr zurück, theils Aegirin-, theils Amphibol-, bezw. Biotit-haltig. Beemerville, Ontario. Cove-Typus in Arkansas, mit granatreicher Unterabtheilung (Ridge-Typus in Arkansas).

Sodalithsyenit. Der Sodalith ersetzt in hohem Grade den Elaeolith. Julianehaab.

Tawit-Typus, sich anschliessend an Sodalithsyenit. Lujaur-Urt auf Kola und Sodalithfels bei Kumerngit.

Cancrinitsyenit. Der Cancrinit ersetzt in hohem Grade den Elaeolith. Särna.

Als eigenthümliche Spaltungsproducte zum Elaeolithsyenit gehörig haben wir: Jacupirangit im Iguape-Gebiet, S. Paulo, auf Alnö und Verwandtes im Cove-Typus. Aegirin-Arfvedsonitgesteine bei Julianehaab und mit viel Biotit und Titaneisen am Umptek; verwandt sind vielleicht die Ditróitaegirinschiefer Brögger's vom Langesund. Olivin-Apatitgesteine auf Alnö und melanitreiche Formen in Arkansas und Rossshire.

Eine Tiefenform der Leucitgesteine entdeckte J. Fr. Williams in dem Eruptivgebiet von Magnet Cove, Ark., und nannte sie Leucitsyenit. Das in Gangform auftretende Gestein ist hypidiomorphkörnig, aber allerdings bei oberflächlicher Betrachtung wegen der grossen Pseudoleucite scheinbar porphyrisch. Diese scharf idiomorphen Pseudoleucite liegen in einer scheinbaren körnigen Grundmasse von Elaeolith, Orthoklas, Melanit und farbigen Silikaten. Die Pseudoleucite umschliessen Magnetit und Pyroxen und bestehen aus randlich radial und centripetal gerichteten Feldspathindividuen, zwischen denen Elaeolith eingeklemmt ist, während das die Pseudomorphose bildende Gemenge im Kern der Krystalle regellos ist.

Der Elaeolith der Gesteinsmasse ist theils idiomorph und bildet grössere Individuen, theils hypidiomorph bis allotriomorph in kleineren Individuen. Der spärliche Orthoklas hat kleine optische Axenwinkel, Sodalith wurde durch die Analyse nachgewiesen. Als farbige Gemengtheile finden sich Diopsid mit Aegirinrändern, die nach Williams vielleicht secundär sind, und Biotit in dicken unregelmässigen Tafeln. Der nicht gerade spärliche, aber in wechselnder Menge vorhandene Melanit ist idiomorph und hier, wie auch sonst, oft mit Elaeolith durchwachsen. Idiomorpher Titanit, Magnetit und Pyrit fehlen nicht. Das Gestein geht allmählich in den Elaeolithsyenit des Diamond Joe-Typus Williams' (S. 183) über und ist von diesem untrennbar. Es hat leucit-tinguáitische Randfacies.

An den Leucitsyenit dürfte sich ein Gestein anschliessen, welches Horne und Teall unter dem Namen Borolanit (nach Lake Borolan) beschrieben haben. Dasselbe tritt als Intrusivlager und in zwei saigeren Gängen im cambrischen Kalk von Assynt und im Torridon-Sandstein von Rossshire in Schottland auf, besitzt bei mittlerem Korn dunkelgraue Farbe mit weisslichen oder röthlichen, meistens rundlichen oder ovalen, bisweilen polyëdrischen Flecken wechselnder Grösse, aber mit blossem Auge sichtbar und bis zu einem Zoll oder mehr anwachsend. Die Flecken sind bald spärlich, bald reichlich vorhanden. Wo das Gestein gestreckt ist, sind auch die Flecken zu Streifen ausgezogen. Das Gestein besteht aus ziemlich Na-reichem Orthoklas, Plagioklas (sehr wenig, auch ganz fehlend), einer mit HCl gelatinirenden Substanz, Melanit, grünem Augit, Biotit, Titanit und Eisenerz. Unter den Umwandlungsproducten ist eine bläuliche Substanz (? Ranit), weisser Glimmer und vielleicht Calcit vorhanden. Elaeolith findet sich nur in seinen Umwandlungsproducten, selten frisch. Wollastonit findet sich mit Pyroxen reichlich in gewissen Einschlüssen des Gesteins von der Südseite des Sgonwan Mór. Nächst Orthoklas ist Melanit in Körnern, selten in Krystallform und dann meist klein, zonarstruirt und braun durchsichtig, mit nach aussen abnehmender Tiefe der Färbung, der reichlichste Gemengtheil. Grün durchsichtiger Biotit, Pyroxen in Körnern und Stengeln, Titanit skelettartig, gegen Pyroxen und Feldspath allotriomorph, auch in Spindeln reichlich eingeschlossen in Melanit treten hinzu. (Nach der Abbildung möchte man an das in Pantelleriten und Elaeolithsyeniten vorkommende krappbraune Mineral denken.) Nosean wurde chemisch nachgewiesen. Die weissen und röthlichen Flecken sind stets Aggregate

aus allotriomorphem Orthoklas und einer oder zwei, mit HCl gelatinirenden Substanzen in bald regelloser, bald granophyrischer Verwachsung. Sie erinnerten Derby, dem ein Stück vorgelegt wurde, an die Leucitpseudokrystalle von Arkansas und Brasilien. — So die Zusammensetzung des Intrusivlagers, welches den Kalk von Assynt marmorisirt hat. — In den Gängen wurden Orthoklas und frischer Elaeolith als herrschend nachgewiesen, daneben Melanit, Aegirin und Biotit. Die Structur scheint hier tinguáitisch (?) zu sein.

Verwandte melanitreiche Gesteinsformen wurden oben mehrfach, besonders aus Arkansas, angeführt.

Structurformen der Elaeolithsyenite.

Dass auch in den Elaeolithsyeniten eine gewisse Reihenfolge der Mineralausscheidungen zu beobachten ist, welche die Structur bedingt, ergiebt sich aus dem Vorhergehenden. In grossen Zügen beginnt die Krystallisation des Gesteins mit der Ausscheidung von Apatit, Erzen und Titanit, es folgt dann die Periode der farbigen und endlich diejenige der farblosen Gemengtheile. Scheinbare Ausnahmen von dieser Regel erklären sich durch die über die Elaeolith- und Sodalithbildung hinaus sich fortsetzende Krystallisation des Aegirin. Innerhalb der farblosen Gemengtheile beginnt im Allgemeinen die Krystallisation des Sodalith, ihm folgt der Elaeolith, dann erst kommt der Feldspath, und zwar der Kalifeldspath und Albit nach eventuell vorhandenem gestreiftem Plagioklas. Es scheinen kaum Gesteine vorzukommen, wo sich diese Succession umkehrt, wohl aber finden sich zahlreiche Vorkommnisse, in denen die Elaeolith- und Sodalithbildung über diejenige der Feldspathe hinaus fortdauert, oder nach denselben wieder aufgenommen wird. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass in manchen Fällen diese jüngste Krystallisation von Sodalith und Elaeolith in eckigen miarolitischen Räumen zwischen den Feldspathen ein der eigentlichen Gesteinskrystallisation folgender, also nicht im strengsten Sinne primärer Vorgang ist.

Im Einzelnen erleiden diese Regelmässigkeiten mancherlei wirkliche Ausnahmen und in sehr vielen Fällen ist es überaus schwer, ja oft geradezu unmöglich, eine strenge Reihenfolge festzustellen. Man wird den letzteren Umstand wohl mit gutem Grunde aus der chemischen Natur der Foyaitmagmen erklären dürfen, der zufolge die einzelnen Mineralbildungen lange Strecken weit übereinander greifen, ja oft während des gesammten Ver-

festigungsvorganges parallel laufen. In keinem der Typen — obschon sich die Thatsache mehr oder weniger fast in allen gelegentlich constatiren lässt — tritt das augenfälliger hervor, als im Lujaurit-Typus. Gewiss fällt hier, wie Ramsay, Hackman und Ussing übereinstimmend schildern, die Ausscheidung der Hauptmasse der farbigen Gemengtheile — es sind eben wesentlich Alkalipyroxene und Alkaliamphibole — in einen jüngeren Abschnitt der Gesteinsbildung als diejenige der Feldspathe. Ebenso gewiss trifft man in manchen Fällen den Elaeolith als jüngere Bildung, denn die Feldspathe. Nun ist eine der augenfälligsten Folgen dieser langen, nebeneinander herlaufenden Bildungsperioden der verschiedenen Gemengtheile ihre so häufige skelettartig lappige Ausbildung und ihre perthitische, granophyrische oder poikilitische Verwachsung. Es ist lehrreich, diese in den Einzelheiten kurz zu verfolgen.

Eine granophyrische Durchdringung von Feldspath und Elaeolith ist nicht selten; immer habe ich den Elaeolith im Feldspath, nie den Feldspath im Elaeolith gefunden, d. h. stets bildete der Feldspath die äussere Schale.

Massenhaft kommen allerorts Pyroxene und Amphibole (auch ganz besonders Aegirin und Arfvedsonit) in den farblosen Gemengtheilen eingewachsen, also älter als diese, vor. Sicher findet auch das Gegentheil statt, aber doch weit seltener und nur in gewissen Typen. — Vorzüglich deutlich zeigt sich auch das Verhältniss nicht nur in der Umschliessung, sondern auch in der Verwachsung und Durchdringung der farblosen und farbigen Gemengtheile im Lujaurit-Typus. Da greifen die einen in die andern zackig ein, aber diese Durchdringung ist in den weitaus meisten Fällen eine bloss randliche und geht nicht bis ins Centrum der Aegirine und Arfvedsonite. Wo das doch der Fall zu sein scheint, und man sieht es oft, liegt es im Hinblick auf die zahllosen gegentheiligen Erscheinungen wohl nur an der Schnittlage, die central erscheinen lässt, was peripherisch ist. Die bekannten Thatsachen aus den Pegmatiten dieser Gesteine darf man nicht zum Beweis heranziehen, denn ihnen kommt doch wohl eine etwas andere Entstehung zu.

Zahllose Beispiele lassen sich anführen, dass die farblosen Gemengtheile das Cäment für die farbigen, mehr oder weniger idiomorphen Gesteinselemente bilden; dagegen sind wieder die Lujaurite der einzige Typus, in welchem Aegirin (oder poikilitische Gemenge von Aegirin und arfvedsonitischer Amphibole) diese Rolle übernehmen.

Man wird daraus ableiten dürfen, dass in den Elaeolithsyeniten die Regel von der gesetzmässigen Reihenfolge der Mineralausscheidungen nirgends im strengen Sinne des Wortes umgekehrt wird. Ebenso wird es als feststehend zu betrachten sein, dass da, wo die farbigen Gemengtheile wesentlich Ca- und Mg-Verbindungen, bezw. K- und Mg-haltige Alumosilikate (Biotite) sind, die Grundregel von dem höheren Alter der farbigen Gemengtheile befolgt wird. Nur dort, wo die Na-Fe-Silikate (Aegirin, Arfvedsonit u. s. w.) herrschen, vollzieht sich die Ausscheidung derselben während der gesammten Gesteinsverfestigung, ihrer Hauptmenge nach fällt sie in dieselbe oder gar in eine jüngere Periode dieses Vorgangs, als die Ausscheidung der Feldspathe und des Elaeolith. Hiermit stimmt es auffallend, dass in den vitrophyrischen Formen Na-reicher Magmen die glasigen Krystallisationsreste grün gefärbt sind, also noch einen nennenswerthen Fe-Gehalt besitzen und dass ihnen eine eigenthümliche Armuth an ausgeschiedenen Eisenerzen eignet, während die Gläser K-reicher Magmen farblos zu sein pflegen und ihr Eisengehalt recht früh in krystallitischer Form oder in Fe-haltigen Gemengtheilen ausgeschieden wird.

Diese Erwägungen sollen nicht — um es nochmals zu wiederholen — den Nachweis liefern, dass die Reihenfolge der Krystallisationen bei den Elaeolithsyeniten (und den alkalireichen Syeniten überhaupt) immer durchaus die gleich strenge sei, wie in den Graniten. Sie sollen nur darthun, dass die früher aufgestellte Regel in ihren grossen Zügen auch hier durchweg gilt und die scheinbaren und wirklichen Ausnahmen in der eigenthümlichen Natur der krystallisirenden Magmen ihre Erklärung finden. Es wäre das Gegentheil von Fortschritt, wollte man wegen solcher, z. gr. Th. jedenfalls nur scheinbarer Widersprüche aus dem Kosmos zum Chaos zurückkehren.

Dass diese Gesetzmässigkeit in der Krystallisationsreihenfolge, wie bei Graniten und Syeniten, so auch in den meisten Elaeolithsyeniten mit Ausnahme der Lujaurite und vielleicht der Beemervillite und Litchfieldite, zur Ausbildung mineralogisch differenter, einschlussartiger, grösserer oder kleinerer Massen, sogenannter basischerer Ausscheidungen führe, wurde bereits oben gelegentlich erwähnt. In diesen finden sich nicht nur die im normalen Gestein vorhandenen Gemengtheile in abnormen Mengenverhältnissen, sondern auch solche, die dem Gestein fremd sind oder doch nur ausnahmsweise (Olivin, Titanaugit, Granat u. s. w.) in demselben vor-

kommen; dieser Umstand deutet darauf hin, dass während der Krystallisation des Gesteins Wiederauflösung von bereits ausgeschiedenen Verbindungen stattfand, die unter den spätern Verhältnissen nicht mehr bestandfähig waren. Auch der Augit, der Amphibol und der Biotit lassen Spuren solcher magmatischen Resorptionsprocesse gelegentlich sehr deutlich beobachten und überaus oft aus der mehr oder weniger vorgeschrittenen Zerstörung ihrer Krystallgestalten erschliessen und vermuthen. — Ausser diesen dunkleren, basischeren Facies finden sich bei den Elaeolithsyeniten in meistens schlieren- oder annähernd gangförmigen Massen hellere und feinkörnigere, saurere Ausscheidungen, in denen die gefärbten Gemengtheile nahezu oder vollständig fehlen. Dass diese eine nothwendige Folge der bei der Gesteinskrystallisation herrschenden Gesetze sind, wurde bei den Graniten darzuthun versucht. — Dass auch die Ausbildung mineralogisch und chemisch differenter Grenzformen z. gr. Th. in diese Kategorie gehört, lässt sich mit grosser Wahrscheinlichkeit annehmen. So entstehen randliche Facies vom stofflichen Charakter der Ganggesteine. Zu den oben angeführten Beispielen sei nach Kemp noch hinzugefügt, dass der Elaeolithsyenitgang von Beemerville nach Süden hin elaeolithporphyrische Ausbildung von basischerer Zusammensetzung zeigt, ja zu Ausbildungsformen übergeht, die stofflich und structurell den Camptoniten nahestehen, um dann weiterhin am südlichen Ende wieder den Normalcharakter anzunehmen.

Wenn man von dem, den südnorwegischen Laurdaliten eigenen, durch die angenähert rhomboëdrische (T, l, y) Form ihrer Feldspathe bedingten Habitus absieht, so lassen sich ohne Rücksicht auf die Korngrösse zwei ursprüngliche Hauptstructurgruppen bei den Elaeolithsyeniten unterscheiden, zwischen denen Vermittlungsformen zwar nicht fehlen, aber doch eigentlich selten sind. In der einen Gruppe bildet der Feldspath isometrische Körner oder dicke Tafeln nach M; da nun auch Sodalith und Elaeolith naturgemäss ziemlich gleichmässige Dimensionen nach allen Richtungen des Raumes haben und die mehr säulenförmigen eisenhaltigen Gemengtheile der Masse nach kaum ins Gewicht fallen, so nimmt das Gestein einen überaus regelmässigen körnigen, granitischen Habitus an. Der sofort das Auge treffende Eindruck ist der eines richtungslosen Gemenges. Dieser Typus ist in vielen Vorkommnissen verbreitet; man darf ihn wohl als den verbreitetsten bezeichnen. Nur ist er bisweilen durch mechanische Deformationen mehr oder weniger

versteckt und unkenntlich geworden. — In einer andern Gruppe von Elaeolithsyeniten ist der Feldspath nach Art des Sanidins der Trachyte in Tafeln nach M und in Säulchen nach der Klinodiagonalen ausgebildet; dadurch verliert das Gestein, noch mehr im Dünnschliff als im Handstück, den Charakter des richtungslosen Gemenges und je nach dem Modus der Anordnung der Feldspathleisten wird der Habitus ein verschiedener. In den weitaus meisten Fällen sind diese annähernd parallel oder schwach divergent geordnet und die Structur ist dann eine sehr trachytähnliche, wenn man von den hier viel grösseren Dimensionen der Feldspathleisten absieht; weit seltener ist eine rohradiale Anordnung der Feldspathleisten, wie sie ja ebenfalls bei Trachyten neben der parallel-fluidalen sich findet. Diese trachytische Structur ist vorzüglich deutlich bei dem verhältnissmässig grobgemengten Elaeolithsyenit von dem Nagy-Köves bei Vasas, welchen G. vom Rath (Sitzungsber. Niederrhein. Ges. f. Nat.- u. Heilk. zu Bonn. 13. Jan. 1879. p. 25) zum Teschenit, K. Hofmann (Mittheilungen aus dem Jahrbuche der Kön. Ung. geol. Anstalt. Bd. IV. 4. Heft. S. 266), der seine Eruption in die untere Kreide verlegt, und Rohrbach (T. M. P. M. 1885. VII. 63) zum Phonolith stellen. Sie ist die herrschende in den Lujauriten und verhältnissmässig häufig bei den Foyaiten, so in dem Monchique-Massiv selbst in sehr grob gemengten Varietäten, so am Kloster S. Francisco, am Sitio do Covado (die Feldspathleisten sind besonders schön radial geordnet), am Cerro de S. Pedro u. a. O. Zwischenformen finden sich an der Foya. Tritt diese Leistenform der Feldspathe bei sehr feinkörnigen Elaeolithsyeniten auf (Cabo Frio, Serra dos Poços de Caldas), dann sind die Gesteine von trachytoiden Phonolithen kaum zu unterscheiden. — Auch in dem siebenbürgischen Elaeolithsyenit kommt diese trachytoide Structur wenngleich spärlich vor; Brögger erwähnte dieselbe von Brathagen, südlich Gjona, Südnorwegen. Elaeolith und Sodalith sind bei dieser Structur oft sehr reichlich in kleinen Krystallen und Körnern zwischen die Feldspathleisten wie eingeklemmt.

Die normale hypidiomorphkörnige Structur geht in eine porphyrische dadurch über, dass zwei mehr oder weniger deutlich geschiedene Generationen der farblosen Gemengtheile Elaeolith, Sodalith, Feldspath erkennbar sind. Die ältere Generation besteht alsdann aus durchaus idiomorphen und meistens auch grösseren Einsprenglingen, die jüngere bildet ein mehr oder weniger hypidiomorphes und feinkörniges Aggregat, welches eine Grund-

masse darstellt. In gewissen Fällen, z. B. im Valle da Garganta, Serra de Monchique, hat die Grundmasse trachytoiden Habitus, während die Feldspatheinsprenglinge mehr isometrisch entwickelt sind, in andern Fällen (Picota, Serra de Monchique und Serra dos Poços de Caldas in Minas Geraes) ist auch die Grundmasse von granitischem Habitus. Solche Gesteine scheinen vorwiegend Gang- und Grenzfacies zu sein. Man wird solche Ausbildungsformen am einfachsten Elaeolithsyenitporphyre, oder weniger schleppend Elaeolithporphyre, beziehungsweise Nephelinporphyre nennen. In andern Fällen, aber keineswegs immer gesondert, vielmehr manchmal mit dieser Ausbildung örtlich verbunden und dann zwischen ihr und der Grenzfläche des Elaeolithsyenits liegend (so in Poços de Caldas, Mount Ord Range), findet sich eine Entwicklung, wobei die porphyrische Structur durch den Gegensatz der oft vollkommen glasigen Einsprenglinge und der durchaus dichten, matt fettglänzenden und grünlichen Grundmasse eine augenfälligere ist. Das Mikroskop lehrt nun, dass diese unauflöslich dichte, phonolithisch aussehende Grundmasse zwei ganz verschiedene Zustände haben kann. In dem einen derselben besitzt sie die panidiomorphe Structur holokrystalliner Phonolithgrundmassen aus idiomorph begrenztem Nephelin und Sanidin, ist jedoch von diesen wohl immer, jedenfalls in der Regel durch weit höheren Aegiringehalt unterschieden. Solche Formen nenne ich phonolithische Grenzformen*. Bei dem andern Zustande ist die Grundmasse allotriomorphkörnig, insofern weder Nephelin (er hat nirgends den Elaeolithcharakter) noch Feldspath (er hat den Sanidincharakter) geradlinig idiomorph sind, beziehungsweise panidiomorphkörnig, insofern keiner dieser Componenten durch eigene Gestalt dem andern die Begrenzung aufzwingt, vielmehr beide ein innig verwobenes eckig-körniges Aggregat bilden, dem ebenfalls Aegirin oder ein nahestehender Pyroxen reichlich beigemengt ist. Ich bezeichne diese Ausbildungsformen als tinguáitische oder tinguáitporphyrische Grenzformen. Brasilien, Beemerville u. s. w. liefern Beispiele. In solchen

* Sehr schöne porphyrische und phonolithische Facies entwickelt auch der Cancrinit-Aegirin-Syenit Törnebohm's, von welchem dieser Gelehrte mir mitzutheilen die Freundlichkeit hatte, dass derselbe „nicht nur gangförmig auftritt, sondern er bildet auch einen 3 km langen und 1 km breiten Bergrücken, welcher sich etwa 200 m über die nächste Umgegend erhebt. Hier ist das Gestein aber nicht porphyrisch entwickelt, wie in den Gängen, sondern ziemlich gleichförmig körnig, kleinkörnig bis fast grobkörnig."

tinguäitischen Randfacies tritt gern Leucit auf und ist dann stets idiomorph.

Pegmatitische Structurformen, wie sie bei den Graniten beschrieben wurden, kommen nach den vorliegenden Angaben recht verbreitet in den Elaeolithsyeniten vor. In ihnen ist dann der Mineralbestand oft ein anderer, auch die Reihenfolge der Ausscheidungen verschieden von derjenigen des Hauptgesteins mit der normalen Structur.

Eine Parallelstructur ist besonders gern mit der trachytischen Ausbildung der Elaeolithe, so z. B. bei den Lujauriten Kolas durch die ganze, mehrere 100 m betragende Mächtigkeit der Massive, und parallel den Salbändern bei den Verticalgängen, die sie durchsetzen, von unten bis oben hin vorhanden. Wenn, wie das hier in gewissen Lagergängen der Fall ist, ein reichlicher Gehalt an feinnadelförmigem Aegirin oder Arfvedsonit in flasriger Anordnung oder lagenförmigem Wechsel mit den farblosen Gemengtheilen sich einstellt, so entwickelt sich oft ein geradezu gneissartiger Charakter. Das ist natürlich ein fluidales Phänomen. —

Das Vorkommen von parallelstruirten, gewissermaassen schiefrigen Grenzfacies an Elaeolithsyeniten hat bereits Brögger betont. Diese Parallelstructur kann natürlich auch durch Strömungen in dem Magma während der Krystallisation bedingt sein, oder aber sie kann als ein Druckphänomen aufzufassen sein. Die Unterscheidung dieser beiden Erscheinungsreihen wird im Allgemeinen nicht schwer werden. Anders liegt es, sobald zweifellos ein Druckphänomen vorliegt und nun entschieden werden soll, ob dasselbe bereits bei der Krystallisation des Magmas zur Ausbildung gelangte, also zur Protoklase Brögger's gehört, wie er sie, nach oben Mitgetheiltem, im Langesund, Ramsay auf Kola, Ussing bei Julianehaab, beschrieben, oder aber in schon vollkommen verfestigtem Gestein. Die Entscheidung, welche dieser Erklärungen die richtige sei, wird von dem Nachweis des Vorhandenseins oder Fehlens weiterer mechanischer Deformationen abhängen.

Nun sind mechanische Phänomene in den Elaeolithsyeniten, wie in andern Tiefengesteinen, überaus verbreitet. Künftigen Specialuntersuchungen nach dieser Richtung hin wird es vorbehalten sein festzustellen, wie weit dieselben an die Grenzen und an geologisch nachweisbare Spalten, welchen parallel Verschiebungen hätten statthaben können, gebunden sind. Solche mechanische Deformationen, die zur Kataklasstructur nach dem Ausdrucke

Kjerulf's gehören, sind am deutlichsten bei den Feldspathen und Elaeolithen. Dieselben zeigen bei beginnender mechanischer Beeinflussung eine nicht ganz gleichförmige Auslöschung durch ihre ganze Masse, sondern theilen sich in kleinere und grössere Felder, deren optische Orientirung eine etwas verschiedene ist. Dann erkennt man kleine Klüfte und Risse, auffallend geradlinig durch mehrere Individuen hindurch sich fortsetzend, bei dem Übergang aus dem einen in das andere Mineral oder Individuum etwas gebrochen ablenkend, oder bloss durch Fluidaleinschlüsse angedeutet, die oft durch winzigste Kanälchen mit einander in Verbindung stehen. Bei fortschreitender Wirkung des Drucks sind die Klüfte deutlicher, an ihnen haben kleine Verwerfungen der Krystalltheile gegen einander stattgefunden, die Plagioklaslamellen erscheinen schwach gebogen, die Auslöschungen in grösseren Individuen oder Fragmenten sind undulös, um die Ränder der grösseren und kleineren Fragmente, deren Parallelismus nun weit stärker gestört erscheint, hat sich frische, analoge Mineralsubstanz, aber von abweichendem Habitus angesetzt. Die randlichen Partien der grösseren Feldspathindividuen und Elaeolithe sind zertrümmert, so dass sich die der porphyrischen ähnliche Mörtelstructur entwickelt. Endlich ist der Mörtel bisweilen sehr feinkörnig, gleichzeitig sind die Biotitindividuen in reihenartig hinter einander geordnete Blättchen, die Amphibole in Stäbchen und Blättchen verschoben und es bildet sich eine mehr oder weniger auffallende Ähnlichkeit mit gewissen Fluidalphänomenen der Ergussgesteine heraus. Der wesentliche Unterschied dieser mechanischen Druckstructur gegenüber der fluidalen liegt aber leicht erkenntlich darin, dass hier die scheinbare Grundmasse aus Fragmenten, dort die wirkliche aus Mikrolithen besteht. — Der höchste Grad der Kataklasstructur ist erreicht, wenn alle grösseren Individuen zu mehr oder weniger feinen Aggregaten zermalmt und alle Gemengtheile so in einander gequetscht sind, dass die ursprüngliche Reihenfolge der krystallinen Entwicklung nun nicht mehr erkennbar ist. — Die Gesteine von Ditró und der Serra de Monchique liefern die schönsten mir bekannten Beispiele für solche mechanische Deformationen. Die niederen Grade derselben sind sehr verbreitet in ziemlich allen Vorkommnissen. — Es hat bisweilen den Anschein, als ob mit einer solchen mechanischen Metamorphose eine Neubildung von Biotit und Aegirin, oder ganz hellgrünem Pyroxen Hand in Hand ginge, insofern diese Mineralien nicht oder doch nicht so reichlich in den normalstruirten,

als in den mechanisch veränderten Formen des gleichen Fundorts auftreten.

Da die beschriebenen Phänomene allenthalben an Fundorten vorkommen, die auch unbeeinflusst normale Structuren und zwar z. Th. fast absolut herrschend (Serra de Monchique) zeigen, so muss ich annehmen, dass sie sich auf schmälere und breitere, eigentliche Quetschzonen beschränken. Einen Elaeolithsyenit als krystallinen Schiefer kennen wir zur Zeit nicht.

Contactmetamorphosen an und in den Elaeolithsyeniten.

Dass das Auftreten von Turmalin und Fluorit als eine metamorphe Beeinflussung des Elaeolithsyenits aufzufassen sei, ähnlich wie bei Granit, ist wohl anzunehmen; ebenso dürfte analog den Klausener Dioriten das randliche Erscheinen des Spinells hierher zu rechnen sein. — Wo auf der Insel S. Vicente, Cabo verde, Gänge von basaltischen Laven den Elaeolithsyenit durchsetzen, ist in der unmittelbaren Berührung mit denselben der Biotit hier und da zu einer von Erzpartikeln durchsetzten glasigen Substanz geschmolzen. Sonst sind stoffliche Contactwirkungen in diesem Gestein wenig bekannt; die structurellen wurden im vorigen Abschnitt behandelt.

Tiefer eingreifende Veränderungen des Elaeolithsyenits von Alnö beschreibt Högbom. Hier hat sich nach seiner Darstellung zwischen dem Gneiss und dem Elaeolithsyenit eine Art Mischzone gebildet, welche die Festlegung der Grenze beider Gesteine im Felde in hohem Grade erschwert. Der Elaeolithsyenit wird nach dem Gneiss hin saurer, der herrschende Feldspath ist Kryptoperthit, vereinzelt Mikroklinkryptoperthit; lappiger heller Biotit erscheint reichlich und daneben uralitische Hornblende und bisweilen Epidot, während dann in den Übergangsformen zum Normalgestein sofort Aegirinaugit sich einstellt. Diese Mischzone wird durch die Annahme erklärt, es sei Gneiss von den Eruptivmassen eingeschmolzen worden und durch die wechselnde Quantität des resorbirten Gneisses wird die wechselnde Breite der Mischzone erklärt. — Auch der Gneiss zeigt eine deutliche Beeinflussung durch das Eruptivgestein nach Högbom. Obschon der Gneiss auf Alnö sonst keinen Cordierit führt, erscheinen an dem Contact schwärzlichgrüne Praseolith-Flecke unter Abnahme des Biotit- und Orthoklasgehaltes, sowie ein als Granat gedeutetes Mineral und violblauer Flussspath. An andern Stellen sollen sich die Gneissmineralien „vollständig oder theilweise

neugebildet haben, wobei grüner Pyroxen und Hornblende sich auch ausgeschieden und grösstentheils in den Quarzkörnern angehäuft haben". Dieser Pyroxen ist z. Th. aegirinartig. Zwischen Quarz und Feldspath des Gneisses tritt oft eine Zone neugebildeten Feldspaths in paralleler Orientirung mit dem ursprünglichen auf, ja der ursprüngliche Orthoklas und Oligoklas des Gneisses wird stellenweise durch neugebildeten Kryptoperthit ersetzt. Um Quarzkörner im Gneiss trifft man Kränze von Pyroxen oder Amphibol. — Die Kalklager im Elaeolithsyenitgebiet sind stellenweise stark mit den charakteristischen Mineralien des Eruptivgesteins erfüllt und werden sehr zutreffend mit den Kaiserstuhler Kalken verglichen, aber weder nach Knop's Hypothese, noch als eigentlich contactmetamorph gedeutet, vielmehr auch als eine Art magmatische Bildung aufgefasst. Dabei werden auch schmale, oft trumartig sich zerzasernde Gänge von dichtem dunkelgrauem Kalk zur Discussion herangezogen*.

Zu den endomorphen Contactbildungen in Elaeolithsyenit gehören ja schliesslich auch in weiterem Sinne alle die structurell und stofflich abweichenden Randfacies, die oben beschrieben wurden. So rechnet Ramsay auch den Umptekit hierher (S. 123) und erwähnt an dem Berge südlich von Jimjegorruay am Umptekmassiv des weiteren, dass der Elaeolithsyenit in 1—2 cm Breite an der Berührung mit Hornfelsen elaeolithfrei wird und von 1—2 mm dicken Biotittafeln erfüllt ist, die senkrecht auf der Grenzfläche stehen und mit dem Biotit des Umptekit übereinstimmen. — An der Ostseite des Umptek-Massivs am Lestiware findet sich ein Sillimanitgneiss, zwischen dessen aufgeblätterten Lagen das Magma des Elaeolithsyenits in gröberer und feinster Form intrudirt worden ist. Aber „selbst wo die Schlieren schon mikroskopische Dimensionen

* Bei einem Besuche Alnös in der Gesellschaft der Herren Törnebohm und Lawson war es mir vergönnt, die Lager von körnigem Kalk und diese eigenthümlichen Kalkgänge zu sehen. Ich halte die ersten für Lager im Gneiss, bin aber weit davon entfernt, meine auf flüchtigem Besuch, der überdies andere Zwecke verfolgte, gemachte Bekanntschaft gegen Högbom's genaue Untersuchung in die Wagschale zu werfen. Die „Kalkgänge" habe ich in typischen Exemplaren gesammelt und genau zu Hause studirt. Sie sehen aus wie sehr schmale tephritische Trümer, und dafür hielt ich sie auch bei oberflächlicher Betrachtung. Es sind Quetschzonen im körnigen Kalk, die sich zu diesem genau so verhalten, wie die phyllitähnlichen Quetschzonen im Granit zu diesem. Ganz ähnlich kommen sie in den Kalklinsen im metamorphen Schiefer am Ulvenvand auf der Halbinsel Bergen vor.

besitzen, sieht man noch immer eine scharfe Grenze zwischen ihnen und dem Magmagestein, welche so deutlich ist, dass man sie noch erkennt, wo die Einschlüsse sich in einzelne Mineralien aufgelöst haben". „Ein vollständiges Verschmelzen vom sedimentären Gestein mit dem eruptiven hat doch nicht stattgefunden." Das Eruptivgestein ist dem Umptekit nahe verwandt und wie dieser nephelinfrei. Der Feldspath, welcher granophyrisch mit Nephelin durchwachsen ist, wird für Anorthoklas gehalten. Der farbige Gemengtheil ist in den dickeren Lagen Arfvedsonit-Hornblende oder Biotit, in den dünneren dagegen Aegirin. Auch die winzigsten Biotitblättchen oder Titanitkryställchen, welche dem Gneiss entstammen, sind von einem Aegirinkränzchen umgeben.

Der Sillimanitgneiss, dessen Sillimanit indessen auf die dickeren Lagen beschränkt ist, führt Zoisit, Granat, Spinell und Korund nebst Magnetit, welche letztere drei in streifenartigen Häufchen in dem Quarz-Feldspathaggregat liegen.

An der Westseite des Umptek tritt der Elaeolithsyenit vom Chibinä-Typus in Berührung mit offenbar contactmetamorphen Gesteinen mancherlei Art, welche von Ramsay genau beschrieben werden. Leider liegen die unveränderten Gesteine nicht vor, und so beschränke ich mich auf kurze Angaben und verweise auf die Arbeit. Als Imandrit wird ein Gestein beschrieben, welches vielleicht eine contactmetamorphe Grauwacke darstellt, deren Feldspathkörner (Albit) z. gr. Th. durch Quarz ersetzt sind, in welchem Feldspathreste schwimmen, so dass eine, entfernt an granophyrische Gebilde erinnernde Structur entsteht. Die Erscheinung ist durchaus analog den verkieselten Feldspathen im Quarzporphyr, welche Sauer aus der Gegend von Gengenbach beschrieben hat. Sonst gelangen Grünschiefer (metamorphe Diabase), quarzitischer Gneiss (wohl ursprünglich Arkosesandstein) mit Bienenwabenstructur, chloritisirter Labradorporphyrit, Olivinstrahlsteinfels mit Anthophyllit, Cordierit, Feldspath und Spinell (nach der Structur und den Augitresten einer mir vorliegenden Probe wohl ursprünglich Pikrit), Amphibol-Pyroxenhornfelse, Hornfelse, die aus wenig Quarz, sehr viel Plagioklas, etwas Biotit und sehr reichlichem monoklinem Pyroxen und blassbraunem Amphibol nebst Magnetkies bestehen, wohl ursprünglich Mergelschiefer, zur Besprechung. Endlich ein Hypersthen-Cordieritfels, der in absolut gleicher Beschaffenheit mir in Handstücken von Salem, Mass., bekannt wurde, wo er in dünnen Lagen mit normalem Schieferhornfels wechselt. Ich halte das

ursprüngliche Gestein für eine Art Schalstein, womit allerdings der niedrige Gehalt an $CaO = 0{,}68$ des Umptek-Vorkommens schlecht stimmt.

Von dem Elaeolithsyenitgang des nordwestlichen New Jersey geht eine bedeutende Umwandlung der Hudson River Shales aus, die in der Nähe des Eruptivgesteins die makroskopischen Charaktere eines schwarzen Hornfels angenommen haben. Kalksteinlager in demselben sind zu einem körnigen Aggregat von Calcit und Magnetit mit eingestreuten Biotitblättchen metamorphosirt. Der Elaeolithsyenit ist an der Grenze oft ziemlich reich an Einschlüssen von umgewandeltem, pyritreichem Kalkstein und vollkommen mit biotithaltigen Calcittheilchen imprägnirt, welche Emerson nicht als Zersetzungsproducte auffasst, sondern von dem Nebengestein ableitet. — Auch eine Umwandlung der Schiefer zu Thonsteinporphyrähnlichen Massen beschreibt Emerson, in deren fast nur aus Muscovitschüppchen bestehenden Grundmasse Karlsbader Zwillinge von Orthoklas in scharfer Krystallform, kleine Rhomboëder von Calcit und Pseudomorphosen von Limonit nach Pyrit, sowie einzeln ein Chloritkrystall einsprenglingsartig liegen. Der Orthoklas ist weiss im auffallenden Lichte, im durchfallenden Lichte aber durchweg tief rothbraun durch gleichmässig vertheilte staubartige fremde Partikel. Weitere Beobachtungen, die Emerson mittheilt, lassen auf das Vorhandensein von fruchtschieferartigen Contactfacies schliessen.

Auch in Arkansas hat der Elaeolithsyenit bei Magnet Cove die palaeozoischen Schiefer auf geringe Entfernungen hin in Hornfelse umgewandelt, die eine Stoffzufuhr erfahren haben dürften, da Aegirinbildung in ihnen stattgefunden hat. Bei Magnet Cove spricht J. Fr. Williams geradezu von einem Zusammenschmelzen mit den Schiefern. — Bei Potash Sulphur Springs bestehen die Hornfelse aus Pyroxen, Plagioklas, wenig Quarz, Wollastonit und Apatit. Adern von grobkörnigem Calcit und Wollastonit durchziehen diesen Kalksilikathornfels. — Kalkstein ist daselbst in körnigen Kalk mit Magnetkies und Orthoklas umgewandelt.

Goldschmidt giebt an, dass bei Pouzac der Jurakalk unmittelbar am Elaeolithsyenit zu einem ganz weissen grobkörnigen Marmor ohne Silikate umgewandelt ist. In einiger Entfernung stellen sich bandartige Einlagerungen eines thonigen Eisenockers und Krystalle von Dipyr, Aktinolith, hellgrünem Glimmer, Rutil und Pyrit ein. Der Pyrit hat die Form π (102) (111), der Rutil bildet unregelmässige Körner; der hellgrüne Glimmer ist stets mit dem Strahlstein

verwachsen, überkleidet ihn und dringt in denselben ein. Seine Menge wächst mit zunehmender Zersetzung des Aktinoliths, als dessen Verwitterungsproduct er zu betrachten ist. Der Dipyr bildet prismatische, mit Calcit durchwachsene Krystalle, die sich terminal in parallele Bündel und feinste Nadeln auflösen. — Lacroix' Beschreibung bestätigt diese Angaben.

Der Trentonkalk bei Montreal ist am Contact zu Marmor geworden mit eingesprengtem Diopsid, Wollastonit, Granat und Perowskit. Bald wird der unmittelbare Contact von einer wenige Millimeter breiten Zone von Cancrinit, bald von braunem Granat, bald von Wollastonit und Diopsid gebildet. Der Perowskit liegt stets im Granat. Gelber Biotit, Zirkon und Titanit kommen selten vor. Gelegentlich findet sich auch eine Kalksilikathornfelsbildung.

Nach einer kurzen Mittheilung v. Seebach's (L. J. 1879. 270) bleiben die Culmschiefer und Sandsteine des Monchique-Gebirges bis an den Elaeolithsyenit heran oft durchaus unverändert; doch giebt er von dem Badeort Monchique Hornfelse an, die durchaus den Harzern ähneln und bringt ihre Entstehung in Beziehung zu den Thermen. Hackman und v. Kraatz-Koschlau stellten dagegen fest, dass eine allerdings ihrer Breite nach recht wechselnde Contactzone mit normaler Knotenschiefer- und Hornfelsbildung vorhanden ist (mündliche Mittheilung). van Werveke constatirte bereits, dass diese Gesteine normale, muscovitreiche und biotitarme Andalusithornfelse sind. Unter den zahlreichen Handstücken des „Foyait" der Serra de Monchique, die ich zu studiren Gelegenheit hatte, fanden sich zwei mit den Fundorten Foya und Caldas de Monchique, deren Structur durchaus hornfelsartig ist und welche offenbar in die Kategorie der Diabashornfelse gehören. Der letztgenannte enthält deutliche Diabasreste. Die Zusammensetzung dieser Gesteine hat grosse Ähnlichkeit mit den von Brögger beschriebenen Augitporphyrithornfelsen der Contactzone des südnorwegischen Augitsyenits (S. 139).

I. d. Familie der Dioritgesteine.

Literatur.

Frank D. Adams, Notes on the microscopic structure of some rocks of the Quebec group. Appendix to the Annual Report on the Canadian geological Survey for 1882.

Ch. Barrois, Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. Lille 1882.

Fr. Becke, Gesteine der Halbinsel Chalcidice. T. M. P. M. 1878. I. 242.

— Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. T. M. P. M. 1893. XIII. 379 u. 433.

Geo. F. Becker, The geology of the Comstock Lode and the Washoe District. Washington 1882.

H. Behrens, Vorläufige Notiz über die mineralogische Zusammensetzung und Structur der Grünsteine. L. J. 1871. 460—468.

M. Belowsky, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere von Tulcan bis zu den Escaleras-Bergen. Berlin 1892.

E. W. Benecke und E. Cohen, Geologische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. I. Strassburg 1879.

W. Berget, Beiträge zur Petrographie der Sierra Nevada de S. Maria und der Sierra de Perijá in der Republik Columbia. T. M. P. M. 1888. X. 271.

Em. Bořický, Der Glimmerpikrophyr, ein neues Gestein und die Libsicer Felswand. T. M. P. M. 1878. I. 493.

— Über den dioritischen Quarzsyenit von Dolanky. T. M. P. M. 1879. II. 78—85.

L. Bucca, Contribuzione allo studio Geologico dell' Abissinia. Atti Accad. Gioen. di Sc. nat. Catania. (4.) IV. 1892.

H. Bücking, Der nordwestliche Spessart. Abhandl. k. preuss. geol. Landesanstalt. N. F. Heft 12. Berlin 1892.

A. Cedergrön, Om berggrunden på norra delen af Ornön. G. F. i Stockholm Förhdl. 1893. XV. 103.

C. Chelius, Erläuterungen zu Blatt Messel und Rossdorf der geolog. Karte des Grossherzogthums Hessen. Darmstadt 1886.

— Erläuterungen zu Blatt Darmstadt der geolog. Karte des Grossherzogthums Hessen. Darmstadt 1891.

— Geologischer Aufnahmebericht über Blatt Neunkirchen i. O. Notizblatt d. Ver. f. Erdk. Darmstadt 1893. Folge IV. Heft 14.

E. Cohen, Erläuternde Bemerkungen zu der Routenkarte einer Reise von Lydenburg nach den Goldfeldern und von Lydenburg nach der Delagoa-Bay im südöstlichen Afrika. L. Friedrichsen's II. Jahresber. der geograph. Ges. in Hamburg. 1875.

— Über die sogenannten Hypersthenite von Palma. L. J. 1876. 747—752.

— Über einige Gesteine von den Canalinseln. L. J. 1882. I. 179.

A. P. Coleman, Microscopic petrography of the drift of central Ontario. Transact. Roy. Soc. Canada. Sect. III. 1887. 45.

Ch. W. Cross, Studien über bretonische Gesteine. T. M. P. M. 1880. III. 369.

— On some eruptive rocks from Custer Co. Colorado. Proceed. Colorado Scientific Soc. 1887. 228.

— Petrography of the Leadville Region. Monograph XII. U. S. geol. Survey. Washington 1887.

— Igneous rocks from the coal and iron regions of Cohahuila and Nueva Leon, Mexico, collected by R. T. Hill. Amer. Journ. 1893, XLV. 119.

J. Curie et G. Flamand, Etude succincte sur les roches éruptives de l'Algérie. 1889.

J. B. Dakyns and J. J. Harris Teall, The plutonic rocks of Garabal Hill and Meall Breacc. Q. J. G. S. 1892. XLVIII. 104.

E. Dathe, Quarz-Augitdiorit von Lampersdorf in Schlesien. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. f. 1886. 325.

H. Eck, Über augitführende Diorite im Schwarzwald. Z. D. G. G. 1888. XL. 182.

— Geologische Beschreibung der Gegend von Baden-Baden, Rothenfels, Gernsbach und Herrenalb. Abhandl. k. preuss. geol. Landesanst. N. F. Heft 6. Berlin 1892.

Fr. Eichstädt, Pyroxen- och amfibolförande bergarter från mellersta och östra Småland. Bihang till K. Svenska Vet.-Akad. Handl. 1887. XI. No. 14.

Fr. Eigel, Über einige Eruptivgesteine der Capverden. T. M. P. M. 1889. XI. 91.

H. von Foullon, Der Augitdiorit des Scoglio Pomo in Dalmatien. Verhdlg. k. k. geol. Reichsanstalt 1883. No. 17—18. 83—86.

— Über Porphyrite aus Tirol. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1876. XXXVI. 747.

— Über einige Nickelerz-Vorkommen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1892. XLIII. 228.

H. Frey, Zur Heimathbestimmung der Nagelfluh. Bern 1892.

U. Grubenmann, Über Gesteine des granitischen Kerns im östlichen Theil des Gotthardmassivs. Mitth. d. Thurgauischen naturf. Ver. Frauenfeld 1892.

G. Gürich, Beiträge zur Geologie von Westafrika. Z. D. G. G. 1887. XXXIX. 96.

Hjalmar Gylling, Zur mikroskopischen Physiographie finnischer Eruptivgesteine. Helsingfors 1880.

T. Harada, Die japanischen Inseln. I. Berlin 1890.

A. Harker, On the eruptive rocks in the neighbourhood of Sarn, Caernarvonshire. Q. J. G. S. 1888. XLIV. No. 175. 442.

— Notes on various crystalline rocks. Geol. Mag. 1891. (3.) VIII. 169.

Fr. H. Hatch, Über die Gesteine der Vulcangruppe von Arequipa. T. M. P. M. 1886. VII. 308.

— Memoir on sheets 138 and 139 of the map of the geological Survey of Ireland. 1888.

— Note on the Wicklow greenstones. Geol. Mag. 1889. (3.) VI. No. 300. 261.

G. W. Hawes, Mineralogy and Lithology of New Hampshire. Concord 1878.

A. Heim, Die Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Mit einem Anhange von petrographischen Beiträgen von C. Schmidt. Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. Lief. 25. Bern. 1891.

Joh. Heinemann, Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel 1879.

R. Helmhacker, Über einige Quarzporphyre und Diorite aus dem Silur von Böhmen. T. M. P. M. 1877. 179—205.

O. Herrmann, Erläuterungen zu Section Bischofswerda und Schönfeld-Ostrand der geolog. Karte von Sachsen. Leipzig 1888. 1891.

R. Herz, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere von Pululagua bis Guaguapichincha. Berlin 1882.

A. Hettner und G. Linck, Beiträge zur Geologie und Petrographie der columbianischen Anden. Z. D. G. G. 1888. XL. 205.

A. Högbom, Om postarkäiska eruptiver inom det svensk-finska urberget. Geol. För. i Stockholm. Förhdl. 1893. XV. 209.

T. H. Holland, On rock specimens from Korea. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 171.

A. W. Howitt, The diorites and granites of Swift's Creek and their contact-zone with the auriferous deposits. Melbourne 1879.

— The rocks of Noyang. Transact. Roy. Soc. Victoria 1883.

— The sedimentary, metamorphic and igneous rocks of Ensay. Melbourne 1886.

— Notes on the area of intrusive rocks at Dargo. Roy. Soc. of Victoria 1887.

— Notes on certain plutonic and metamorphic rocks at Omeo. Rep. and Stat. Min. Dep. for quarter ended 31 March 1890. Melbourne 1890. 32.

— Notes on the rocks between Limestone River and Mount Leinster. Rep. and Stat. of the Mining Dep. for the quarter ended 30th Sept. 1890. Melbourne. Victoria. p. 30.

R. Hussak, Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine der Umgegend von Schemnitz. S. W. A. LXXXII. 1880.

Hyades, Géologie du Cap Horn. Paris 1887.

J. P. Iddings, The mineral composition and geological occurrence of certain igneous rocks in the Yellowstone National Park. Bull. philos. Soc. Washington 1890. 191—220.

— The eruptive rocks of Electric Peak and Sepulchre Mountain, Yellowstone National Park. 12th Ann. Rep. U. S. geol. Survey. Washington 1892.

A. Inostranzeff, Studien über metamorphe Gesteine im Gouvernement Olonez. Leipzig 1879.

K. Jimbo, Explanatory text to the geological map of Hokkaido. Tokyo 1890.

— General geological sketch of Hokkaido with special reference to the petrography. Hokkaido 1892.

C. von John, Über krystallinische Gesteine Bosniens und der Herzegowina. Wien 1880.

— Über ältere Eruptivgesteine Persiens. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 111 und Verhdl. k. k. geol. R. 1884. No. 3. 35.

J. W. Judd, On the propylites of the Western Isles of Scotland and their relation to the andesites and diorites of the district. Q. J. G. S. 1890. XLVI. No. 183. 431.

J. F. Kemp, On the Rosetown extension of the Cortlandt Series. Amer. Journ. 1888. Oct. XXXVI. 247.

Ad. Klautzsch, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Rio Hatuncama bis zur Cordillere de Llangagua. Berlin 1893.

J. H. Kloos, Studien im Granitgebiet des südlichen Schwarzwaldes. L. J. B.-B. III. 1—66.

— Mikroskopische Untersuchung der von Prof. Martin mitgebrachten Gesteine aus Westindien. Sammlungen des geol. Reichsmuseums (2.) I. Leiden 1887.

Bundjiro Koto, On some Japanese rocks. Q. J. G. S. XL. No. 159. 431—457.

Alex. Lagorio, Mikroskopische Analyse ostbaltischer Gebirgsarten. Dorpat 1876.

H. O. Lang, Erratische Gesteine aus dem Herzogthum Bremen. Göttingen 1879.

A. von Lasaulx, Über sogenannte Hemithrène und einige andere Gesteine aus dem Gneiss-Granitplateau des Departements Puy-de-Dôme. L. J. 1874. 230—261.

— Petrographische Skizzen aus Irland. T. M. P. M. 1878. I. 409—444.

H. Lechleitner, Neue Beiträge zur Kenntniss der dioritischen Gesteine Tyrols. T. M. P. M. 1893. XIII. 1.

Th. Liebisch, Die in Form von Diluvialgeschieben in Schlesien vorkommenden massigen Gesteine. Breslau 1874.

W. Lindgrén, Petrographical notes from Baja California, Mexico. Proceed. Cal. Acad. Sc. (2.) II. 1889.

— Eruptive rocks from Montana. Proceed. Cal. Acad. Sc. (2.) III. 1890. 39.

— The auriferous veins of Meadow Lake, California. Amer. Journ. 1893. XLVI. 201.

J. Machado, Beiträge zur Petrographie der südwestlichen Grenze von Minas Geraes und S. Paulo. T. M. P. M. 1888. IX. 318.

W. D. Matthew, The intrusive rocks near St. John, New Brunswick. Trans. N. Y. Acad. Sc. 1894. XIII. 185.

H. Möhl, Der granatführende Quarzdiorit von Wolfach im Odenwalde. L. J. 1875. 707—710.

G. A. F. Molengraaff, Beitrag zur Geologie der Umgegend der Goldfelder auf dem Hoogefeld der südafrikanischen Republik. L. J. B.-B. IX. 1894. 174.

W. Möricke, Einige Beobachtungen über chilenische Erzlagerstätten und ihre Beziehungen zu Eruptivgesteinen. T. M. P. M. 1891. XII. 186.

Lad. Nagy, Daten über den Diorit von Dobschau. F. K. 1880. 403—405.

Jul. Niedzwiedzki, Zur Kenntniss der Banater Eruptivgesteine. T. M. M. 1873. IV. 255—261.

— Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des westlichen Balkan. S. W. A. 1879. LXXIX. März.

V. Novarese, Dioriti granitoidi e gneissiche della Val Savaranche (Alpi Graje). Boll. Com. geol. d'Italia. 1894. No. 3.

A. Pelikan, Ein neues Cordieritgestein vom Mte. Doja in der Adamellogruppe. T. M. P. M. 1891. XII. 156.

Petiton: Sur les roches éruptives de la Cochinchine française. Bull. soc. min. Fr. V. 1882. No. 5. 131.

A. Philippson, Mikroskopische Untersuchung einer Reihe norwegischer Gesteine aus der Umgegend von Tromsoe und von den Lofoten. Sitzungsber. d. niederrhein. Ges. Bonn. 6. VIII. 83.

Th. Posewitz, Neue Eruptivgesteine aus dem Banater Gebirgsstock. I. Tonalite. Földtani Közlöny 2. April 1879. Budapest.

Th. Posewitz, Neue Eruptivgesteine aus dem Banater Gebirgsstock. II. Diorite. Földtani Közlöny 7. Mai 1879. Budapest.

— Petrographische Bemerkungen über die Grünsteine in Dobschau. Földtani Közlöny 3. April 1878.

G. Primics, Die geologischen Verhältnisse der Fogaraścher Alpen und des benachbarten rumänischen Gebirges. Mittheil. aus dem Jahrb. d. kön. ungar. geol. Anst. 1884. VI. Heft 9.

G. vom Rath, Über die massigen Gesteine von Kremnitz und Schemnitz. Sitzungsbericht niederrhein. Ges. 18. II. 1878.

— Mittheilungen aus Sardinien. Sitzungsber. niederrh. Ges. Bonn. 1885. 8. Juni.

Report of Committee, consisting of Prof. T. G. Bonney, Mr. J. J. H. Teall and Prof. J. F. Blake secretary, appointed to investigate the microscopic structure of the older rocks of Anglesey. British Assoc. Bath Meeting 1888.

J. W. Retgers, Mikroskopisch onderzoek eener verzameling gesteenten uit de afdeeling Martapoera, zuider- en ooster afdeeling van Borneo. Jaarb. Mijnw. Oost-Indië. 1891. XX.

H. H. Reusch, Bommelöen och Karmöen geologisk beskrevne. Kristiania 1888.

J. Romberg, Petrographische Untersuchungen an Diorit-, Gabbro- und Amphibolitgesteinen aus dem Gebiete der argentinischen Republik. Inaug.-Diss. Berlin 1894. (L. J. 1894. B.-B. IX. 293.)

H. Rosenbusch, Die Steiger Schiefer und ihre Contactzone an den Ganititen von Barr-Andlau und Hohwald. Strassburg i. Els. 1877.

A. Rosiwal, Zur Kenntniss der krystallinischen Gesteine des centralen Balkan. Denkschr. W. A. W. 1890. LVII. 265.

S. Roth, Eine eigenthümliche Varietät des Dobschauer Grünsteins. Verhandl. k. k. geol. R. 1879. 223—226.

F. Rutley, On the rocks of the Malvern Hills. Q. J. G. S. 1887. XLIII. No. 171. 481.

W. Salomon, Geologische und petrographische Studien am Monte Aviolo im italienischen Antheil der Adamello-Gruppe. Z. D. G. G. 1890. XLII. 450.

— Über einige Einschlüsse metamorpher Gesteine im Tonalit. L. J. 1891. B.-B. VII. 471.

— Neue Beobachtungen aus den Gebieten der Cima d'Asta und des Monte Adamello. T. M. P. M. 1892. XII. 408.

— Sul metamorfismo di contatto subito dalle arenarie permiane della Val Daone. Giorn. Min., Crist. e Petrogr. 1894. V. 97. Pavia.

C. J. van Schelle, Opmerkingen over de geologie van een gedeelte der afdeeling Gorontalo, Residentie Menado. Jaarb. van het Mijnw. in Ned. Oost-Indië 1889. XVIII. 115.

E. E. Schmid, Der Ehrenberg bei Ilmenau. Jena 1876.

Ad. Schmidt, Quarzdiorit von Yosemite. L. J. 1878. 716—719.

M. Schuster, Mikroskopische Beobachtungen an californischen Gesteinen. L. J. B.-B. V. 1887. 451.

R. Schwerdt, Untersuchungen über Gesteine der chinesischen Provinzen Shantung und Liantung. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 198.

J. H. Sears, Elaeolite-zircon-syenite and associated granitic rocks in the vicinity of Salem, Essex Co., Mass. Bull. Essex Institute. XXIII. Salem 1891.

J. J. Sederholm, Beskrifning till Kartbladet Tammela. Helsingfors 1890.

Hj. Sjögren, Nya bidrag till Sulitelma-Kisernas geologi. G. F. i St. Förhdl. 1895. XVII. 189.

G. Starkl, Über neue Mineralvorkommnisse in Österreich. Jahrb. k. k. geol. R. 1883. XXXIII. 635—658.

Alfr. Stelzner, Petrographische Bemerkungen über die Gesteine des Altaï. Aus Cotta's Altaï etc. Leipzig 1871.

— Beiträge zur Geologie der argentinischen Republik. I. Cassel und Berlin 1885.

H. Stern, Eruptivgesteine aus dem Comitat Szöreny. F. K. 1880. X. 230—243.

— Über die eruptiven Gesteine des Gebiets zwischen O-Sopot und Dolnya-Lyubkova im Krassó-Szörenyer Comitate. Mittheil. aus dem Jahrb. der k. ungar. geol. Anst. VI. Heft 7. 1883.

Aug. Streng, Über die krystallinischen Gesteine von Minnesota in Nord-Amerika. L. J. 1877. 117—138 u. 225—235.

J. von Szadeczky, Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des siebenbürgischen Erzgebirges. F. K. 1892. XXII. 323.

J. J. H. Teall, Notes on some hornblende-bearing rocks from Inchnadampf. Geol. Mag. Aug. 1886 (3.) III. No. 266. 346.

— On the origin of certain banded gneisses. Geol. Mag. Nov. 1887. (3.) IV. 484.

F. Teller und C. von John, Geologisch-petrographische Beiträge zur Kenntniss der dioritischen Gesteine von Klausen in Südtyrol. Jahrb. k. k. geol. R. 1882. XXXII. 589—684.

H. Thürach, Über die Gliederung des Urgebirges im Spessart. Geognost. Jahreshefte. 5. Jahrg. 1893. München.

A. E. Törnebohm, Charakteristik af bergartsprof insamlade af den Svenska expeditionen till Grönland år 1883.

— Några notiser från en geologisk rese i Telemarken. G. F. i Stockholm F. 1889. XI. 46.

Fr. Toula, Zur Kenntniss der krystallinischen Gesteine des centralen Balkan. L. J. 1890. I. 265.

— Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan. L. J. 1890. I. 273.

St. Traverso, Ricerche geognostiche e microscopiche su alcune rocce del Alto Canavese. Atti Soc. lig. Sc. nat. e geograf. Anno V. fasc. 1. Genova 1894.

Gust. Tschermak, Felsarten aus dem Kaukasus. T. M. M. 1875. III. 131—135.

Ch. Vélain, Note géologique sur la Haute-Guyane. Bull. soc. géol. Fr. 1881. (3.) IX. 396.

— Notes géologiques sur la Sibérie orientale d'après les observations de M. Martin faites dans son voyage d'exploration du lac Baikal, du bassin du fleuve Amour et du lac Khanka. Bull. soc. géol. Fr. 1886. (3.) XIV. 132—166.

R. D. M. Verbeek, Topographische en geologische Beschrijving van Zuid-Sumatra. Jaarb. van het Mijnwesen in Ned. O.-Indië. 1881.

— Topographische en geologische Beschrijving van een gedeelte van Sumatra's Westkust. Batavia 1884.

H. Vogelsang, Über den Kugeldiorit von Corsica. Sitzungsber. niederrhein. Ges. f. Natur- und Heilk. zu Bonn. 6. August 1863.

J. H. L. Vogt, Norske ertsforekomster. (Ander Raekke.) Arch. f. math. og naturvid. Christiania 1887.

Vrba, K., Beiträge zur Kenntniss der Gesteine Süd-Grönlands. S. W. A. 1874. LXIX. Februar.

Vrba, K., Die Grünsteine des Przibramer Erzreviers. T. M. M. 1877. 236—240.
A. Wichmann, Gesteine von Timor. Leiden 1882.
— Ein Beitrag zur Kenntniss des Viti-Archipels. T. M. P. M. 1882. V. 1—60.
— Zur Geologie von Nowaja Semlja. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 516.
Geo. H. Williams, The gabbros and diorites of the Cortlandt Series on the Hudson River, near Peekskill, N. Y. Amer. Journ. June 1888. XXXV. No. 210. 438.
— The contact-metamorphism produced in the adjoining mica-schists and limestones by the massive rocks of the Cortlandt Series near Peekskill, N. Y. Amer. Journ. 1888. Oct. XXXVI. 254.
— The greenstone schist areas of the Menominee and Marquette regions of Michigan. Washington 1890.
— Notes on some eruptive rocks from Alaska. The nation. geogr. Mag. 1892. IV. 63.
H. Wulf, Beitrag zur Petrographie des Herrerolandes. T. M. P. M. 1887. VIII. 193.
J. M. Zujovics, Les roches des Cordillères. Paris 1884.

Mineralogische Zusammensetzung der Dioritgesteine.

Als Diorite sind hier die hypidiomorphkörnigen Tiefengesteine zusammengefasst, welche mineralogisch durch die Combination eines Kalknatronfeldspaths mit Biotit oder Hornblende charakterisirt sind. Neben dem Kalknatronfeldspath pflegt ein Alkalifeldspath (wohl vorwiegend Orthoklas, sicher auch Mikroklin, bisher nur vereinzelt selbständig nachgewiesen Albit) in allerdings sehr wechselnden und oft nur in verschwindenden Mengen vorhanden zu sein. In gewissen Abarten wird der Biotit oder der Amphibol in höherem oder geringerem Grade durch einen Pyroxen ersetzt. Es giebt quarzhaltige und quarzfreie Glieder in der Familie der Diorite; die ersteren entsprechen den Graniten, die letzteren den Syeniten der Alkalifeldspathgesteine, insbesondere den Alkalikalkgraniten und Alkalikalksyeniten, mit denen sie eine ununterbrochene Reihe darstellen und in die sie vielfach übergehen, während die Verknüpfung mit alkaligranitischen und alkalisyenitischen Typen nur bei einem bestimmten Typus (Essexit-Typus) bekannt ist. Wohl ziemlich ausnahmslos führen die Diorite kleine Mengen von Eisenerzen (Magnetit, Ilmenit), Apatit und Zirkon. Von accessorischen Gemengtheilen hat nur der Titanit und Pyrit eine allgemeinere Verbreitung.

Der Kalknatronfeldspath dieser Gesteine entspricht überaus verschiedenen Mischungsverhältnissen von Albit und Anorthit. Man kennt durch die Analyse den Oligoklas, Andesin, Labradorit und Anorthit, doch sind Gesteine mit basischen Plagioklasen ver-

hältnissmässig selten; es herrschen augenscheinlich der Oligoklas und Andesin. Ob und in welcher Verbreitung mehrere Kalknatronfeldspathe selbständig in den Dioriten neben einander auftreten, ist nur unvollständig bekannt; — dass an verschiedenen Punkten eines und desselben Dioritmassivs und in verschiedenen Massen einer und derselben Eruptionsreihe verschiedene Plagioklase zur Entwicklung gelangt sind, ist in einzelnen Fällen nachgewiesen worden. Dass parallele Verwachsungen derselben vorkommen, ist aus gewissen Phänomenen der zonar struirten oder schalenförmig gebauten Individuen sicher erkennbar.

Alle Kalknatronfeldspäthe sind gemeinschaftlich kenntlich an ihrem Zwillingsbau; es herrscht allgemein das Albitgesetz, mit demselben ist recht oft gleichzeitig das Periklingesetz ausgebildet. Sehr grosse Verbreitung hat das Karlsbader Gesetz neben dem Albitgesetz, vereinzelt findet sich das Bavenoer Gesetz. Über die durch solche Zwillingsbildungen bedingten Erscheinungen im polarisirten Lichte und die Mittel ihrer Erkennung und Unterscheidung, sowie über die Methode der Bestimmung der einzelnen Mischungsverhältnisse wolle man die betreffenden Abschnitte im I. Bande dieses Buches nachsehen. Es ist hervorzuheben, dass die Combination des Albit- und Periklingesetzes sich oft so vollzieht, dass die durch letzteres bedingten, zwischen gekreuzten Nicols auftretenden, verschiedenfarbigen Streifen nur innerhalb je eines Individuums der Albitzwillinge erscheinen und nicht über die Grenzen derselben hinaus fortsetzen. Es stossen mit andern Worten die Grenzen der Lamellen nach dem Periklingesetz in zwei sich berührenden Lamellen nach dem Albitgesetz nicht aneinander, sondern erscheinen gegen einander verschoben.

Die Form der Kalknatronfeldspathe ist eine ziemlich verschiedene; bei normaler Entwicklung des Gesteins ist es die breit leistenförmige und dick tafelförmige. Mit abnehmendem Gesteinskorn und besonders in den gangförmigen Vorkommnissen werden die Individuen mehr und mehr dünntafelförmig und demnach in Schnitten schmal leistenförmig. Umgekehrt findet sich die Form isometrischer Individuen besonders gern da, wo der Feldspath in den eisenhaltigen Gemengtheilen eingewachsen ist und also älter erscheint als diese.

Neben der oft überaus feinen Zwillingslamellirung zeigen die Plagioklase der Diorite in weiter Verbreitung eine von der Zwillingslamellirung durchaus unabhängige Zonenstructur im Durchschnitt,

welche also auf einen schaligen Bau der Krystalle hindeutet. Dabei ist sehr oft die optische Orientirung eine andere in den peripherischen Schalen als in dem Kerne, ja sie ändert sich in vielen Fällen stetig von innen nach aussen und dann, wie es scheint, bald so, dass man eine nach innen zunehmende Basicität der Schalen annehmen darf. Vielleicht noch öfter tritt in der nach aussen mit zunehmender Acidität entwickelten Schalenfolge eine rückläufige Ausbildung auf, so dass zwischen zwei saureren eine basischere Schale liegt — eine Folge der mannichfach mit jeweiliger Temperatur und jeweiligem Wassergehalt wechselnden Zustände des Magmas*. Es entspräche somit der Schalenbau einer isomorphen Schichtung. Die oft äusserst zarten, durch den Schalenbau bedingten Anwachsstreifen werden in vielen Gesteinen noch durch ihnen parallel geordnete Interpositionen deutlicher hervorgehoben. Diese sind höchst verschiedenartig; neben

---

* Eine vorbildliche Erforschung und Darstellung der Entwicklung des Feldspathgehalts in einem Tiefengestein lieferte F. Becke in seiner Arbeit über den Tonalit der Rieserferner in Südtyrol. Bei den Plagioklasen dieses Gesteins hebt sich ein Ca-reicher Kern, welcher durch stärkere Lichtbrechung und Erfülltsein mit Neubildungen auffällt, von der Schale ab. Dieser Kern ist nicht homogen, sondern zeigt bei deutlicher Ausbildung ein oft zonargebautes, an Flüssigkeitseinschlüssen reiches, leicht der Verwitterung unterliegendes, schwammiges Kerngerüst, das nur nach aussen einigermaassen zusammenhängende Partien enthält. Die Lücken dieses schwammigen Kerngerüstes werden von einer Feldspath-Füllsubstanz eingenommen, die ebenfalls oft nicht homogen ist, sondern an verschiedenen Stellen in Folge verschiedener chemischer Constitution verschiedene Auslöschung, aber doch gleiche krystallographische Orientirung zeigt und keine oder doch nur seltene Flüssigkeitseinschlüsse beherbergt. Diese Füllsubstanz pflegt saurer zu sein, als die dem Kerne unmittelbar folgenden Schalen, bleibt aber doch stets im Rahmen der von den jüngeren umhüllenden Zonen gesteckten Grenzen und löscht also mit Zonen der äusseren Theile des Feldspathes aus. — Auf diesen Gesammtkern (Kerngerüst und Füllsubstanz) folgen die Schalen von zunehmender Acidität in selten einfachem Verlauf, sondern so, dass kleinere mit zunehmender Basicität rückläufige Zonentheile eingeschaltet sind. — Hülle und Kern werden oft, zumal in dynamisch beeinflussten Krystallen von Feldspathadern durchsetzt, die noch Na-reicher sind, als die äusserste Hülle des eigentlichen Krystalls. Diese haben im Allgemeinen keine bestimmte Richtung, oft aber streichen sie parallel der aufrechten Axe des Krystalls und verdrängen hie und da unter Erhaltung der Form auch grössere Theile der Hülle. — Diese Feldspathe zeigen auf Schnitten nach M (010) — man kann die Erscheinung besonders schön an den Einsprenglingen von Andesiten beobachten — eine deutliche Bissectricen-Dispersion. Dreht man aus der Dunkelstellung im Sinne des wandernden Uhrzeigers, so tritt Aufhellung mit bläulich-weisser, bei entgegengesetzter Drehung mit violetter Färbung ein; also ist die negative Auslöschung gegen die Kante M : P (001 : 010) für $\varrho > v$. Stellt man die Füllsubstanz des Kerns auf dunkel ein, so ist das

mikrolithischen Individuen der älteren Gemengtheile des Gesteins (Apatit, Erze, Biotit, Amphibol, Pyroxen, Titanit) kommen sehr kleine rothdurchsichtige Eisenglanztäfelchen, unbestimmbare prismatische und rundliche opake Mikrolithe von überaus winzigen Dimensionen vor, durch deren massenhafte Einlagerung der Feldspath grau oder bräunlich im durchfallenden Lichte wird. Das ist besonders bei basischen Plagioklasen der Fall, wie sie für die Gabbros charakteristisch sind. Ausserdem treten Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse in den Plagioklasen so oft auf, dass es keiner einzelnen Beispiele dafür bedarf; hingegen sind Glaseinschlüsse im Ganzen selten, solange die Structur die normale, hypidiomorphe bleibt (manche Banatite, Stelzner's Andendiorite); sie werden häufiger, sobald eine Annäherung an porphyrische Structur Platz greift. Die Form der nicht individualisirten Interpositionen ist bald eine rundliche oder elliptische, bald eine nahezu rectanguläre, entsprechend der Krystallform des Wirthes. Die Anordnung derselben, sowie auch diejenige der Mikrolithe ist zumeist eine centrale, oft auch eine zonare, selten eine peripherische. Sehr oft fehlen den Feldspathen alle primären Einlagerungen.

Korngerüst gelblich, die äussere Hülle bläulich-weiss. — In den centralen Theilen der Rieserferner-Tonalite liegen basischere, in den Randgesteinen saurere Plagioklasmischungen vor, wie folgende Tabelle zeigt:

	Kern	äusserste Hülle	Plagioklas der granophyrisch. Quarz-Feldspathverwachsungen
Normaltonalit . . .	Bytownit	Andesin	
feinkörniger Randtonalit	„	„	basischer Oligoklas
Quarzglimmerdiorit vom Zinsnock . .	Labradorit	saurer Oligoklas	
Randgranitit, mikroklinreich	?	saurer Andesin	„ „
Randgranitit, aplitähnlich	Andesin-Labradorit	saurer Oligoklas	saurer Oligoklas

Die schwammige Structur der Plagioklaskerne erklärt sich Becke durch chemische Corrosion derselben zu einer Zeit, wo der vorhandene Magmarest zu alkalireich geworden war für die Fortexistenz der anorthitreichen Kerne und nun wieder gelöst wurde. Die Corrosionsräume füllten sich sofort wieder mit einer Feldspathmischung, die der damaligen Natur des Magmas entsprach. Diese Erklärung schliesst sich an Beobachtungen und Mittheilungen von Graeff und Brauns bezüglich des Cingolina-Gesteins (L. J. 1893. I. 129) an. Ähnlicher Aufbau der Plagioklase wurde von Becke am Augitdiorit von Schemnitz und dem Diorit des Neuntestein (Vogesen) beobachtet. Er ist äusserst verbreitet.

Der Erhaltungszustand der Plagioklase in den Dioriten ist ein sehr verschiedener. Wenn frisch, sind sie wasserhell, etwa vom Habitus des Albits von Schmirn, aber nicht glasig, wie in den Ergussgesteinen. Doch nähern sich manche Dioritplagioklase dem Mikrotinhabitus in merklicher Weise, so z. B. diejenigen einzelner Banatite. Die normale Verwitterung führt zu einer mehr oder weniger vollständigen Trübung, derzufolge die Durchschnitte matt und erdig, wie gequollen, bei schwachen Vergrösserungen aussehen. Bei hinreichender Vergrösserung erkennt man, dass sie zu einem sehr feinschuppigen bis gekörnelten Aggregat von weisser, auch wohl gelblicher oder grünlich grauer Farbe geworden sind, welches seiner Substanz nach nicht näher bestimmt werden kann. Nach Analogie der Alkalifeldspathe darf man diese Substanz, welcher, oft leichter chemisch als optisch erkennbar, Calcit in winzigen Schüppchen und Körnchen beigemengt ist, wohl für Kaolin halten. In dieser trüben Substanz liegen oft grössere Blättchen, welche die Eigenschaften des Muscovit besitzen und in gewissen Fällen scheint der Muscovit ganz an die Stelle des Kaolin zu treten. Gleichzeitig wandern wohl chloritische Zersetzungsproducte aus den Bisilikaten und dem Glimmer in den Feldspath ein und färben diesen grünlich. Daneben oder auch allein siedeln sich die stark lichtbrechenden und lebhaft polarisirenden hellgelblichgrünen bis fast farblosen Epidotkörnchen und Stengelchen an, so dass vom Plagioklas nichts übrig bleibt als die Form. Dieser Vorgang, in Verbindung mit der Zersetzung der eisenhaltigen Gemengtheile zu Chlorit, Epidot, Serpentin und Carbonaten, nebst Limonit und Quarz giebt den Dioriten einen eigenthümlichen Habitus, den Grünstein- oder propylitischen Habitus, welchen auch zahlreiche andere Gesteine, wie die Diabase und die palaeo- und neovulkanischen Aequivalente dieser beiden Gruppen anzunehmen vermögen. Das ursprüngliche Gestein ist dann nur noch aus der nicht ganz zu verwischenden Structur mit einiger Sicherheit zu bestimmen. — Es ist hervorzuheben, dass dieser Umwandlungsvorgang überaus gern im Centrum der Krystalle beginnt und nach aussen fortschreitet, wohl die Folge des hier lockereren Gefüges und höheren Ca-Gehaltes derselben, z. Th. auch bedingt durch die centrale Anhäufung der Interpositionen. Auch die zuerst von Vrba an grönländischen Dioriten beobachtete Erscheinung, dass die Verwitterung der Feldspathe auf einige Lamellen derselben begrenzt bleibt, so dass gut durchsichtige und frische Streifen mit trüben wechseln, ist keine gerade seltene und erklärt sich aus der

Recurrenz basischerer Schalen. — Eine nahezu vollständige Ersetzung des Plagioklas durch Epidot in Körner- und Stengelaggregaten, denen oft sehr zierliche und wohl begrenzte Individuen desselben Minerals beigemengt sind, kommt gleichfalls vor (St. Blaise-la-Roche im Breuschthale, Unterelsass, Val d'Ajol, Vogesen u. a. O.). Cohen erwähnt sie von den Dioriten, welche auf der Insel Palma die Basis der Lavamassen bilden. — Eine abnorme Art der Zersetzung der Plagioklase beschreibt Cohen aus einem Diorit von Watervalrivier in den Goldfeldern Südafrikas. Die Durchschnitte bestehen z. Th. aus einer feinfasrigen, stark doppelbrechenden Substanz von möglicherweise zeolithischer Natur (Thomsonit?) und einem zackig begrenzten, netzartigen Geäder, dessen Material scheinbar structurlos und isotrop ist, aber bei grünlicher Farbe einen schwachen Pleochroismus wahrnehmen lässt. Das ist offenbar dichter Pennin und es liegt ein Analogon zu der Pseudophitbildung aus Plagioklasen der körnigen Kalke vor. Eine verwandte Art der Umbildung ist bei den Plagioklasen der Leukophyr genannten Abtheilung der Diabase ziemlich verbreitet. — Die bei den Gabbro des Näheren zu besprechende Umwandlung in Saussürit ist bei den Dioritplagioklasen sehr selten; sie scheint einen gewissen Kalkgehalt des Minerals zur Voraussetzung zu haben. — Als Nebenproduct bei jeder Zersetzung der Kalknatronfeldspäthe hat Calcit eine allgemeine Verbreitung.

Mechanische Deformationen sind verbreitet. Dahin gehört die Verbiegung und Krümmung der Zwillingslamellen, die mikroskopischen Verwerfungen derselben gegen einander an Sprüngen und Knicken im Krystall und die randliche Zertrümmerung derselben, welche bis zu einer vollständigen Auflösung in ein körniges Feldspathaggregat fortschreiten kann.

Albit wurde von Novarese als Gemengtheil des stark gepressten und parallel struirten Quarzdiorit vom Colle di Mezoncles im Thale des Rio Raisin (Grajische Alpen) nachgewiesen. Er bildet einfache Individuen oder einfache, nie polysynthetische Zwillinge und ist vollständig frisch und wasserhell. Jedes Individuum enthält im Centrum ein Häufchen von Granat und stark doppelbrechenden Körnchen, während die äusseren Theile vollständig einschlussfrei sind. Ob der reichlich mit Zoisit untermengte Feldspath in den stark gepressten gneissartigen, quarzfreien Dioriten von der Cima della Bioula in demselben Gebiete auch Albit sei, liess sich nicht mit Sicherheit nachweisen. Sollte dieser Albit ein durchaus primärer Gemengtheil sein?

Orthoklas tritt in manchen den Graniten nahestehenden Dioriten selbständig in denselben Formen auf, wie im Granit selbst. In typischen Dioriten ordnet er sich mit Vorliebe randlich um die Plagioklasleisten oder er findet sich in allotriomorphen Massen zwischen Plagioklasindividuen eingekeilt*. Durch Zunahme des Orthoklas gehen die Quarzdiorite in Granitite und Amphibolgranite, die Diorite in Syenite über. Es hat der Orthoklas alle Eigenschaften, die er in den Graniten zeigt. Die selbständigen Individuen dieses Gemengtheils sind gewöhnlich recht trübe; überraschend frisch sind oft die Orthoklasmäntel um Plagioklase und die granophyrischen Gemenge mit Quarz.

Im Tonalit der Rieserferner kommt nach Becke allotriomorpher Mikroklin, oft ohne Zwillingslamellirung, zwischen den Plagioklasen sehr spärlich, reichlicher in den Randgesteinen vor. Gewiss mit Recht warnt Becke davor, die ungestreiften Feldspathe ohne Weiteres für Orthoklas zu halten.

Granophyrische Verwachsungen von Feldspath und Quarz treten ähnlich, wie in manchen Graniten, gar nicht selten in den Dioriten als letzte Bildung auf. Der Feldspath ist bald Orthoklas (oder Mikroklin?), bald ein Plagioklas. So beschreibt Becke spindelförmige Plagioklas-Quarzmassen als Einschlüsse im Mikroklin. Dieselben laufen häufig von Plagioklasindividuen bartähnlich nach allen Richtungen aus und dringen vom Rande aus zapfenförmig in den Mikroklin ein. Der Feldspath dieser Spindeln, die oben auch in Graniten beschrieben wurden, ist Oligoklas. Die Ausscheidung des Mikroklin hatte also begonnen, ehe diejenige des Plagioklas und Quarzes vollendet war. Bei der schwierigen Krystallisation des Kalifeldspaths, zumal für ihn nicht, wie für die Plagioklase, Krystallisationscentren vorhanden sind, tritt nach Becke leicht eine Übersättigung des Magmas an diesem Salze ein. Hat die Ausscheidung nun einmal begonnen, so wird sie rasch fortschreiten und die Ausscheidung anderer Verbindungen zurückdrängen. So reichert sich der Magmarest an Plagioklassubstanz und Kieselsäure an, die sich nur dort absetzen, wo Platz ist, d. h. zwischen den vorhandenen Plagioklasindividuen und den heranwachsenden Mikroklinkörnern. Sie setzen sich naturgemäss an den stoff-

* Sehr schön bildet das Matthew aus einem Gestein ab, welches er als Granit-Diorit von St. John, N. Brunswick, beschreibt und welches mit gewissen Dioriten der Cortlandt Series am Hudson nahe verwandt ist.

verwandten Plagioklas an und werden vom Mikroklin umhüllt, in den sie dann zapfenförmig einzudringen scheinen.

Der Glimmer der Diorite ist ausschliesslich ein im frischen Zustande tiefbraun bis braunroth, hie und da mit einem Stich ins Grünliche, durchsichtiger Biotit im weiteren Sinne. Er bildet in normalen Gesteinen dünne hexagonale Tafeln von meistens sehr scharfer Krystallbegrenzung. In andern Fällen erscheint er in rundlichen oder lappigen Blättchen, die sich dann gern gruppenweise zusammen drängen oder innig mit begleitenden Amphibolen verwachsen sind. In Querschnitten beobachtet man oft Verbiegungen und Knickungen, auch wohl Verschiebungen der Blättchen eines Individuums gegen einander. Regelmässig wiederkehrende, also charakteristische Interpositionen giebt es nicht; doch sind Apatitnadeln, Eisenerze und Zirkon als Einschlüsse im Glimmer ziemlich verbreitet. Um solche Einschlüsse findet man auch hier gelegentlich die bei den Granitglimmern besprochenen pleochroitischen Höfe. In seltenen Fällen enthält der Glimmer auch Rutileinschlüsse in der Form von rundlichen Körnern, kurzen Säulchen, knieförmigen Zwillingen und langen Nadeln. Sagenitische Gewebe von Rutilnadeln beobachtete Novarese in den Biotiten und Hornblenden der normalen granitoiden Diorite des Val Savaranche (Gehänge der Cima della Bioula) in den Grajischen Alpen. Solcher Rutil ist wohl z. Th. aus den Eisenerzeinschlüssen des Glimmers entstanden, an welchen er ansitzt oder die er verdrängt hat, wie in einem Quarzglimmerdiorit von der Quinta de S. João an der Strasse von Elvas nach S. Vicente in Portugal, z. Th. verdankt er einem Titangehalt des Glimmers selbst seine Entstehung und tritt dann nur im zersetzten Biotit auf. Hierhin dürfte auch der von Cross in grünem Biotit eines Quarzdiorits von St. Brieuc in der Bretagne beobachtete Rutil gehören, wie die an frischem Biotit wohl kaum bei Dioriten vorkommende Farbe andeutet. In den seltensten Fällen wird Rutil sich als primäre Interposition auffassen lassen. Vielleicht haben winzige Titanitkörnchen im Glimmer analoge Entstehung; den Übergang der Rutilinterpositionen in solche beobachtete bereits Cross in bretonischen Dioriten.

Gleitung nach den Flächen der Druckfigur beobachtete Becke in den Gängen des Iselthales in Südtyrol; er glaubt z. Th. steilere Gleitflächen wahrgenommen zu haben, als die von Tschermak angegebenen. Stets fand mit der Gleitung eine Umstellung in Zwillingsposition statt.

Die normale Umwandlung der Glimmer beginnt mit einem Übergang der braunen Farbe in die grüne, welcher sich oft in alternirenden Lamellen verschieden rasch vollzieht, so dass in einem gewissen Stadium ein Glimmerkrystall aus wechselnden braunen und grünen Lamellen aufgebaut erscheint. Die Stärke der Doppelbrechung nimmt mit dieser Farbenänderung merklich ab, ebenso der Pleochroismus. Des Weiteren blättert sich der Glimmer randlich auf, wird schuppig, verliert seine Doppelbrechung nahezu ganz, so dass zwischen gekreuzten Nicols die niedrig blauen Tinten, welche für Chlorite charakteristisch sind, erscheinen, und gewinnt den schönen Pleochroismus des Chlorits. Ausnahmslos bleibt die Spaltfläche des Mutterminerals auch diejenige des neugebildeten Chlorits. — Von dem Chloritstadium aus schreitet die Umbildung zu Carbonaten und Limonit fort, genau wie bei den Graniten. — Die Umwandlung zu Epidot, welche ebenfalls sehr verbreitet ist, wird wohl nur verständlich durch Einwirkung der aus den kalkhaltigen Mineralien des Gesteins resultirenden Lösungen. Dieser Vorgang beginnt auf den Blätterdurchgängen des Biotits, so dass im Anfange der neugebildete Epidot linsenförmige Aggregate zwischen den auseinander getriebenen Blättchen des Glimmers bildet. Wenn sich nicht viele kleine, sondern wenige grössere Epidotindividuen bilden, so pflegen sich diese mit ihrer Orthodiagonale ziemlich streng senkrecht zur aufrechten Axe des Biotits zu ordnen. Bei vollständiger Ersetzung des Glimmers durch Chlorit oder Epidot wandern die Neubildungen scheinbar in die übrigen Gemengtheile aus; richtiger ist die Sache wohl so darzustellen, dass an den verschiedensten Punkten die aus mehreren Mineralien stammenden Lösungen zusammentreffen und dann allenthalben die gleichen Neubildungen entstehen lassen. — Eine Ausbleichung des Glimmers ist nach Novarese im Quarzdiorit des Val Savaranche sehr verbreitet.

Der Amphibol, welcher in den Dioriten als der normale und verbreitetste zu betrachten ist, dürfte der grün durchsichtigen gemeinen Hornblende zuzurechnen sein. Diese Hornblende ist sehr oft vollkommen idiomorph gegen alle Feldspathe, allotriomorph gegen die Pyroxene, Titanite, Erze und Apatite, bald idiomorph, bald allotriomorph gegen den Biotit. Ihre Form ist entweder diejenige kurzer gedrungener Prismen mit den Flächen (110) (010), spärlicher (100)*, deren terminale Endigung nur selten mit Sicherheit

* Die Begrenzung durch das Prisma allein in der verticalen Zone giebt Novarese aus dem Quarzdiorit des Val Savaranche in den Grajischen Alpen an.

zu erkennen ist, oder sie bildet dünne und schlank säulenförmige Individuen. Die erstere Form scheint besonders den grobkörnigen, die zweite den feinkörnigen bis dichten Gesteinen zu eignen, welche Gümbel (Ostbayerisches Grenzgebirge pg. 349) nicht unpassend Nadeldiorite genannt hat. Fehlt die äussere Krystallbegrenzung, dann bildet die Hornblende gern annähernd isometrische Körner, welchen rundlich begrenzte oder auch breittafelförmige recht basische Plagioklase eingewachsen zu sein pflegen. Endlich enthalten manche Diorite die Hornblende in kleinen Blättchen und Körnern, die sich dann oft haufenweise zusammendrängen. — Zwillingsbildung nach (100) ist überaus verbreitet und unabhängig von der äusseren Erscheinungsform. — Die Spaltung nach (110) ist sehr deutlich und liefert das beste diagnostische Moment für dieses Mineral; neben dieser Spaltung beobachtete Liebisch an der Hornblende eines erratischen Blockes von Sacrau in Schlesien eine Spaltung nach $\infty P\bar{\infty}$ (010), wie sie auch am Barkevikit der Augitsyenite des Langesundfjord gelegentlich zur Erscheinung kommt. Cross constatirte an der Hornblende eines Quarzdiorits von St. Brieuc in der Bretagne neben der prismatischen Spaltung eine Theilbarkeit nach $P\bar{\infty}$ (10$\bar{1}$). Eine unregelmässige Quergliederung ist bei langprismatischer Ausbildung der Hornblende sehr allgemein entwickelt. — Die grüne Farbe der Hornblende geht oft ins blaugrüne und bräunlichgrüne über; ihr Pleochroismus wechselt von dunkelgrün und braungrün oder blaugrün zu hellgrün und hellgelbgrün bis gelb.

In manchen Dioriten findet man neben grüner auch braun durchsichtige Hornblende, die allerdings wohl nur selten das satte Braun der basaltischen Hornblende erreicht; so in vielen Vogesen- und Odenwälder Dioriten, in Dioritgeschieben des norddeutschen Glacial, in den Dioriten der Cortlandt-Series nach Williams, in solchen von Südgrönland, in denen von Zdabor im Przibramer Erzrevier u. s. w. Nur braune Hornblende enthält ein Quarzdiorit von Kelberg bei Passau, nach Cohen die früher für Hypersthenit gehaltenen Diorite der Insel Palma, und nach Stelzner der Quarzaugitdiorit der Guardia nueva im Juncalthale, Anden. Der Pleochroismus dieser braunen Hornblende ist sehr kräftig und liefert Töne zwischen einem tiefen Schwarzbraun und hellem Gelb.

Verhältnissmässig selten ist die Hornblende sehr hellgrün und fast ohne Pleochroismus; sie nimmt dann den Strahlsteincharakter an und bildet nicht einheitliche Krystalle, sondern stenglige Aggregate. Barrois, der solche Hornblende aus einem Stock im Cam-

brium Asturiens bei Pola de Allande beschreibt, nennt sie geradezu Tremolit. Als Rand um grüne Hornblende und zugleich in selbständigen Nadeln fand Novarese den aktinolithischen Amphibol im Quarzdiorit des Val Savaranche. Ähnlich beobachtete Becke fasrig-stenglige Fortwachsungen einer helleren Hornblende um die dunkelgrünen compacten Individuen im Tonalit der Rieserferner.

Die Auslöschungsschiefe der Amphibole ist am kleinsten in den braunen, am grössten in den hellgrünen Varietäten und überschreitet hier auf der Prismenfläche (in Spaltstückchen) nicht selten den Werth von 16°. — Ein auf Schalenbau deutender zonarer Farbenwechsel ist nicht gerade häufig, aber immerhin hinreichend verbreitet, um nicht einzelne Beispiele aufführen zu müssen, sehr deutlich bei Ichnadampf nach Teall. Die Farbenunterschiede in den einzelnen Schalen pflegen gering zu sein, meistens verschiedene Nüancen zwischen Braungrün, reinem Grün und Blaugrün. — Ein unregelmässig fleckiger Wechsel der Farbe ist bei Diorithornblenden überaus oft zu beobachten. So fand auch Becke in der dunkelgrünen Hornblende der Rieserferner Tonalite Kerne und unregelmässige Flecke von bräunlichgrüner Farbe, die einem Fe-reichen Gliede der gemeinen Hornblende anzugehören scheinen. In der normalgrünen Hornblende war auf Spaltblättchen nach (110) die Auslöschungsschiefe etwa 13,5° bis 14°, im bräunlichen Kern etwas kleiner, etwa 12,5°. Für $\beta = 1{,}64$ war 2V für die bräunlichen Stellen 68°, für die grüne Hauptmasse 71°. Schon früher hatte er für die grüne Hornblende des Adamello-Tonalit $2V = 70°5'$ bei sp. G. = 3,14 gefunden.

Abgesehen von den die Hornblende begleitenden älteren Gemengtheilen, zumal Erzen, Apatit und Biotit*, seltener Ca-reicher Plagioklas, pflegen Interpositionen selten zu sein. Am verbreitetsten sind opake bis bräunlich-durchscheinende, kurz-nadelförmige oder rundliche Mikrolithe unbekannter Natur; diese ordnen sich gern auf den Spaltflächen parallel der Prismenaxe, während ein anderes System einer zweiten, gegen diese geneigten Richtung folgt, welche vielleicht der klinodiagonalen Axe entspricht. Zumal in den grossblättrigen Hornblenden sind diese Mikrolithe verbreitet. Wo sie auftreten, bleicht sich die Farbe des Wirths oft recht auffallend und legt die Vermuthung nahe, dass die Interpositionen secundär und aus der Hornblende entstanden seien. — So gewinnt man auch

* Für die Beziehungen des Biotits zur Hornblende ist eine Beobachtung Becke's aus dem Tonalit der Rieserferner von Bedeutung, wonach die Hornblende dieses Gesteins im Contact mit einem Aplitgang in Biotit umgewandelt war.

bei den auf den Blätterdurchgängen, oder auf dem Orthopinakoid der Hornblende liegenden Biotitblättchen oft den Eindruck, sie haben sich aus der Substanz des Wirthes gebildet. — Cross giebt auch aus einem bretonischen Quarzdiorit Rutil als Interpositionen an. Kleine Nädelchen von sehr starker Doppelbrechung, die man gern für Rutil halten möchte, aber wegen der tiefen Färbung des Wirthes nicht mit Sicherheit erkennen kann, sind im Diorit der Provinz Alemtejo in Portugal recht verbreitet. — Glaseinschlüsse in der Hornblende der Diorite sind sehr selten; sie werden von Vrba aus südgrönländischen, von Lagorio aus Dioriten der Insel Hochland angegeben.

Die Umwandlung der Hornblende hat eine grosse Ähnlichkeit mit derjenigen des Biotits. Auch hier scheint unter dem Einfluss der Atmosphärilien zunächst eine Bleichung der Farbe stattzufinden; dabei bilden sich oft Erzkörnchen auf den Spaltflächen der Hornblende und ihren Querrissen. Von diesen beiden Risssystemen, sowie von den Rändern her, wachsen schuppige oder fasrige grüne bis gelbgrüne Chloritaggregate in die Hornblendesubstanz hinein. Wo diese Aggregate aus parallel geordneten Individuen bestehen, ist der Pleochroismus (gelblich und grün) deutlich zu erkennen; bei verworren schuppiger Anordnung scheint diese chloritische Substanz wegen ihrer geringen Doppelbrechung fast isotrop zu sein, und lässt keinen Pleochroismus beobachten. Auch eine rosettenförmige oder spiral-schuppige Anordnung ist nicht selten; man erhält alsdann zwischen gekreuzten Nicols sehr zierliche Interferenzkreuze, deren dunkle Arme anscheinend genau parallel den Nicolhauptschnitten liegen. — Dass statt des Chlorits oder neben dem Chlorit auch Serpentin secundär aus Amphibol entstehe, lässt sich aus der bisweilen ziemlich lebhaften Doppelbrechung der dann deutlich fasrigen, grünen Neubildungen erschliessen.

Statt der Umbildung zu chloritischen Massen oder neben dieser findet sich auch bei der Hornblende in weiter Verbreitung die Epidotisirung. — Wo der Epidot sich nur untergeordnet neben Chlorit aus der Hornblende entwickelte, da bildet er gern kleine, roh divergentstrahlige Aggregate von oft sehr winzigen Dimensionen, die einzeln oder in Gruppen im Chlorit liegen. Die Unterscheidung dieser Epidotgebilde von Titanit kann sehr schwierig werden. Im Allgemeinen sind jedoch diese äusserst mikroskopischen Titaniteinlagerungen im Chlorit sehr dünn tafelförmig, wohl nach oP (001). Dann erhält man unschwer einen Axenaustritt, dessen ungewöhnlich

starke Dispersion zur richtigen Deutung hilft. — In andern Fällen scheint auch Anatas sich unter diesen stark licht- und stark doppelbrechenden mikroskopischen Gebilden im Chlorit zu verstecken. Ein sicherer Nachweis gelang jedoch bisher nicht. Es scheint, dass in der Hornblende ein Titangehalt ungemein verbreitet ist.

Der Pyroxen, welcher in den Dioriten vorkommt, gehört nach Farbe und Structur entweder zum Malakolith oder zum Diallag; er bildet hellgrüne bis fast farblose oder hellroth violette Individuen, welche im Ganzen seltener selbständig im Gestein auftreten, als sie mit grünem, selten bräunlichem Amphibol verwachsen erscheinen. Zwillingsbildung nach (100) ist sehr verbreitet, solche nach (001) seltener (Schemnitz). Der Amphibol umsäumt den Pyroxen mit einer meistens dünnen Hülle in paralleler Verwachsung oder umgiebt ihn mit einem breitern Rande regellos verwachsener Stengel und Blättchen. Der Malakolith ist überdies oft mit Biotit- und Hornblendefetzen wie durchspickt, auch da, wo er in selbständigen, meistens unvollkommen idiomorphen Individuen auftritt. Das ist durchaus analog der Durchdringung von Aegirin und Arfvedsonit in den alkalireichen Tiefengesteinen, s. S. 160. Sehr häufig ist der Malakolith oder Diallag zu Strahlstein oder Uralit (fasrige Hornblende) paramorphosirt. Da nun in solchen Fällen auch eine Epidot- oder Calcitausscheidung statthat, so nehmen dann die Gesteine jenen Habitus an, welcher für die Epidiorit genannten Formen der Diabasreihe charakteristisch ist.

Neben dem Malakolith oder Diallag enthalten gewisse Diorite auch einen rhombischen Pyroxen*, der je nach seinem stärkeren oder schwächeren Pleochroismus bald dem Hypersthen, bald dem Bronzit zugewiesen werden dürfte. Ja es giebt in der Reihe der Glimmerdiorite Vorkommnisse, die neben dem Biotit reichlich Hypersthen oder Bronzit ohne jede Spur eines monoklinen Pyroxens enthalten. Immer kennzeichnen sich die Hypersthene oder Bronzite durch einen vollkommeneren Idiomorphismus gegenüber den grünen Augiten; sie bilden kräftig säulenförmige Individuen mit etwas gerundeten Kanten und Ecken, und stehen also in der Mitte zwischen den späthigen Hypersthenen der Gabbrogesteine und den sehr kleinen aber scharf begrenzten, oft recht schlanken Individuen der älteren und jüngeren Ergussgesteine. Wo die rhombischen Pyroxene mit

* Derselbe ist ebenso wie die Plagioklase grau und braun durchstäubt in den Dioriten von Lichtenberg und Gross-Bieberau im Odenwald, Blatt Neunkirchen nach Chelius.

monoklinen zusammen auftreten, verwachsen sie gern parallel. Dann liegt der monokline peripherisch, der rhombische central, oder sie durchdringen sich in unregelmässigen Partien bei bald krystallographisch paralleler Orientirung, bald ohne diese. Durchwachsungen mit Biotitfetzen, seltener mit Amphibolblättchen, trifft man auch in den rhombischen Pyroxenen recht häufig; auch Glaseinschlüsse scheinen gelegentlich vorzukommen. — In nicht mehr frischem Zustande sind die rhombischen Pyroxene schwer zu erkennen. Sie sind alsdann von den so häufigen Querklüften aus in parallelfasrige Aggregate umgewandelt, welche wohl dem Bastit angehören dürften, und deren Unterscheidung von chloritischen Umwandlungsproducten der Augite recht schwierig werden kann. — In geeigneten Schnitten oder an isolirten Blättchen orientirt das Axenbild.

Der in gewissen Dioriten zu den wesentlichen Gemengtheilen zu rechnende, in anderen nur accessorische Quarz hat durchaus die Eigenschaften des Granitquarzes. Er erweist sich hier noch in mehr auffallender Weise als die letzte Mineralbildung im Gestein, da die Plagioklase mit weit schärferer Krystallbegrenzung gegen den Quarz stossen als die Alkalifeldspathe der Granite. Dabei sind die im Durchschnitt anscheinend isolirten Quarzkörner bisweilen auf ziemliche Entfernung hin optisch parallel orientirt, also Theile eines und desselben Individuums im Gestein. Echt granophyrische Verwachsungen zwischen Quarz und Feldspath kommen in den sauren Dioriten ebenso wie in den Graniten vor. Der Feldspath ist wohl in den meisten Fällen ungestreift und Kalifeldspath (Klausen), in gewissen Fällen (s. oben) aber auch ein saurer Plagioklas. In mechanisch deformirten Dioriten sind die ursprünglich einheitlichen Quarzindividuen genau so verändert, wie bei den Graniten beschrieben wurde. — Zu erwähnen ist endlich, dass in denjenigen Dioriten, deren Plagioklase Glaseinschlüsse führen, auch die Quarze solche enthalten. — Die in den Granitquarzen verbreiteten, sehr feinen und deswegen meist opaken, haarförmigen Mikrolithe sind auch hier sehr häufig zu beobachten (Tonalit). Man deutet sie bekanntlich gern auf Rutil; Koto glaubt dieselben im Quarze eines turmalinführenden Quarzglimmerdiorits von Kamagava, Kai, Japan, für Hornblende halten zu sollen.

Unter den Eisenerzen sind Magnetit und Ilmenit bald allein, bald miteinander in geringen Mengen vorhanden. Der Ilmenit zeigt recht oft die Leukoxen oder Titanomorphit genannte Umwandlung in Titanit. Eine Verdrängung des Magnetit durch Pyrit

giebt Cross aus feinkörnigem Diorit von French Gulch, Lake Co., Leadville District, Colorado, an. Accessorischer Pyrit ist hier in den Dioriten, wie in allen Gesteinen, sehr häufig vorhanden. — Apatit und Zirkon besitzen keine Eigenthümlichkeiten gegenüber ihrem Auftreten in Graniten oder Syeniten.

Als accessorisches Mineral ist der Titanit ziemlich verbreitet; derselbe ist auch hier idiomorph gegenüber allen andern Gemengtheilen mit Ausnahme der Erze, Apatite und Zirkone. Wo ihm die krystallographische Begrenzung fehlt, so dass er in meistens recht kleinen Körnern das Gestein durchsprenkelt, da ist er oft sicher nachweisbar, allenthalben vermuthungsweise aus Eisenerzen secundär entstanden.

Von gelegentlichen Übergemengtheilen seien Granat und Orthit genannt.

Der Granat wurde von mir, dieses Buch I. Aufl. 1877. Bd. II. p. 267, bereits mit folgenden Worten erwähnt: „Ein im Ganzen nur selten accessorisch eintretendes Mineral ist der Granat, welcher dann meistens von zahlreichen Spalten aus sich in beginnender Umwandlung zu Chlorit befindet. Als einen Diorit, in welchem der Granat verhältnissmässig recht häufig erscheint, nenne ich das schöne Gestein von der Halsbrücke bei Freiberg und die Diorite der Gegend von Aschaffenburg. Beiläufig erwähnt sei es, dass die so oft mit Dioriten verwechselten Amphibolgneisse und Hornblendeschiefer häufig sehr reich an Granat sind.“ Die in dem Schlusssatz liegende Andeutung halte ich noch heute für zutreffend und verweise auf Sauer, Erläuterungen zu Section Freiberg der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen, S. 25. — Nach Becke enthalten auch die Tonalite der Rieserferner in Südtyrol den Granat gelegentlich als Übergemengtheil und regelmässig ist er vorhanden in dem gangförmigen Tonalitporphyrit. Der Granat ist colombinroth und gehört zum gemeinen Granat. Da er als Structurcentrum dient — er wird kranzförmig concentrisch von Hornblende mit Biotit und von Plagioklas umgeben — hält ihn Becke für eine frühe Bildung.

Der Orthit wurde schon von G. vom Rath im Tonalit des Adamello (doch konnte ihn Salomon nicht darin auffinden), von Cross und Iddings mehrfach, neuerdings auch von Novarese aus den Dioriten und Quarzdioriten des Val Savaranche (Colle di Mezoncles und Cima della Bioula), von Becke im Tonalit der Rieserferner angeführt. Hier ist er auf das Hauptgestein, die Randfacies und die Gänge vertheilt, fehlt aber den aplitischen Gängen. Die Schnitte nach (010)

lassen die Begrenzung durch (100) (001) und (101) wahrnehmen mit $a : c = +50^0\,5'$. Axenebene ist (010), 2E sehr gross, anscheinend mit c als erster Mittellinie, $\gamma - \alpha = 0{,}025$ etwa; a blassgrünlichgelb, b kastanienbraun, c dunkelgrünlichbraun mit $b > c > a$. Fast stets ist der Orthit mit einem Epidotsaum umgeben (s. oben S. 46), der nur selten idiomorph ist. Becke hält ebenso, wie ich das stets gelehrt habe, den Epidot in gewissem Sinne für secundär, besonders auch, weil er oft ganz den Raum des ursprünglichen Orthit einnimmt. Dieser Orthit bedingt eben die Entstehung des Pistazit. Wo kein Orthit war, hat sich oft unter ähnlichen Bedingungen Zoisit gebildet.

Classification der Dioritgesteine.

Die Gesteine der Dioritfamilie stehen inmitten einer continuirlichen Reihe, welche mit den Typen der Alkalikalkgranitite, Amphibolgranite und Pyroxengranite beginnend sich durch die Glimmersyenite vom Erzenbachtypus, die Hornblendesyenite vom Typus des Plauenschen Grundes und die Augitsyenite vom Gröbatypus hindurch fortsetzt und endlich in den mannichfachen Formen der Gabbrogesteine und ihrer Spaltungsproducte ausklingt. In ihnen liegt eine der Tiefengesteinsformen der granito-dioritischen Magmen vor und sie führen unmerklich hinüber in die Gabbro-Magmen (H. Rosenbusch, Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. T. M. P. M. 1889. XI. 144). Das drückt sich aus in der oft schwierigen Abtrennung der Diorite von den Graniten und Syeniten einerseits, von den Hornblendegabbros andererseits, in der häufigen geologischen Verknüpfung bald mit Graniten, bald mit Gabbro oder mit beiden, oft auch in der besonderen Ausbildung der Gemengtheile (besonders der Feldspathe) und in gewissen Modificationen der Structur. Einen Fall dieser Verknüpfung habe ich in dem Hochfeld-Massiv des Unter-Elsass bei Hohwald beschrieben, wo die granitischen und dioritischen Gesteine räumlich recht scharf geschieden und nicht in hervortretender Weise durch Zwischenformen verknüpft sind. Dakyns und Teall fanden Augitdiorit, Glimmerdiorit und Quarzglimmerdiorit in Vergesellschaftung mit Granitit und Amphibolgranitit in dem Garabal-District in Sutherland und hier sind die Diorite anscheinend z. Th. randliche Facies der granitischen Gesteine, wie ja auch Delesse schon von einer randlichen dioritischen Facies südvogesischer Granitgesteine spricht. Bald sind im Garabal-District die granitischen und dioritischen Gesteinsformen durch Übergänge verbunden, bald deutlich von diesen

geschieden als besondere Phasen eines Eruptivprocesses, dessen sauerste Bildungen Granitite, dessen am meisten basische Peridotite waren. — Ebenso sind im Odenwald die Diorite mit granitischen und Gabbrogesteinen verbunden. Wie zuerst Chelius nachwies, ging hier ihre Bildung derjenigen der Granite voraus, denn diese umhüllen zahllose Fragmente der Diorite. Mit den Gabbrogesteinen sind sie aufs engste verknüpft und auch hier laufen die Gabbros in peridotitische Endglieder aus. — Weitere Beispiele wird die folgende Beschreibung liefern. — Ein exceptioneller Typus, der allenthalben mit Foyaitmagmen associirt ist, wird unten Besprechung finden.

Die Dioritgesteine zerfallen naturgemäss je nach dem herrschenden farbigen Gemengtheil in drei Reihen, welche allerdings selbst innerhalb eines einheitlichen Gesteinskörpers* durch die mannich-

* Iddings beschreibt einen kleinen nur 1500 Fuss als grössten Durchmesser erreichenden Dioritstock vom Electric Peak im Yellowstone-National-Park, der als Beispiel für die Mannichfaltigkeit der Zusammensetzung und Structur dienen mag, welche durch Schlierigkeit und Wechsel der Verfestigungsbedingungen erreicht werden kann: den Dimensionen des „Stocks" entsprechend ist das Gestein feinkörnig bis dicht, kaum mittelkörnig. Es baut sich auf aus Pyroxen, Hornblende, Biotit, Labradorit, Oligoklas, Orthoklas und Quarz nebst Neben- und Übergemengtheilen, die nun zu einer Gesteinsreihe zusammentreten, welche aus folgenden Combinationen besteht:

	Pyroxen	Hornblende	Biotit	Labradorit	Oligoklas	Orthoklas	Quarz
a)	viel	—	wenig	viel	etwas	—	wenig
b)	„	viel	etwas	„	„	—	„
c)	wenig	„	viel	etwas	„	wenig	etwas
d)	—	„	„	„	„	„	viel
e)	—	etwas	„	wenig	viel	„	„
f)	—	wenig	„	—	„	„	„
g)	—	—	„	—	„	etwas	„

Diese Mannichfaltigkeit dürfte darauf hinweisen, dass man es kaum mit einem abyssischen, sondern mit einem hypoabyssischen Gestein zu thun habe, wofür auch die Dimensionen dieses „Stöckleins" im Vergleich zu der gewaltigen Gang-, Lager- und Strombildung, die ihn begleitet, spricht. Das Hauptgestein steckt offenbar noch in der Tiefe. Dieses Stöcklein wird nun durchsetzt von aplitähnlichen Dioriten und Trümern aus Feldspathsubstanz, die an breiteren Stellen die Natur und Structur von Quarzdioriten annehmen. Vielleicht Analoga zu den grobkörnigen Nephelinittrümern im Nephelinbasalt, wie ich sie unter der freundlichen Führung von Herrn Hibsch im Nephelinbasalt des Pressberg bei dem Schreckenstein im Elbthal kennen lernte.

Die Structur innerhalb des Dioritstocks wechselt nach Iddings mit dem Mengenverhältniss der farbigen zu den farblosen Gemengtheilen. Er unterscheidet drei Typen:

fachsten Übergänge miteinander verbunden sein können: die Glimmerdiorite, die Diorite schlechthin oder Hornblendediorite und die Augitdiorite. Es wird nur sehr wenige hornblendefreie Glimmerdiorite oder glimmerfreie Diorite geben und insofern sind diese Reihen wohl am innigsten miteinander verknüpft. Ebenso wenig dürfte es reine Augitdiorite geben, in denen nicht neben dem Pyroxen auch Hornblende oder Glimmer aufträten, aber umgekehrt giebt es sehr viele durchaus pyroxenfreie Glimmer- und Hornblendediorite. Die Beziehungen dieser drei Reihen würden dementsprechend den treffendsten Ausdruck finden, wenn man die Glimmer- und Augitdiorite als eigentliche Diorite auffasst, in denen die Hornblende bis zu einem gewissen Grade, beziehungsweise gänzlich durch Biotit oder einen Pyroxen ersetzt ist. Jede dieser Reihen hat

---

1. Farbige und farblose Gemengtheile sind etwa im Gleichgewicht, die Hauptmasse des Stocks. Die Beschreibung stützt sich auf 32 Handstücke, in denen 27 Grade des Korns und der Krystallinität unterschieden werden. In den grobkörnigsten Formen haben die Feldspathe 2,5 bis 1 mm Länge, der Quarz 0,25 mm; in den feinstkörnigen Formen sinken die Feldspathe auf 0,08 mm Durchmesser und sind allerdings durch mancherlei Übergänge auch mit grösseren verbunden. Die Structur ist hypidiomorphkörnig und zwar wären die Feldspathe mehr idiomorph, als die farbigen Gemengtheile, von denen sich Hornblende, Pyroxen und Biotit in der verzwicktesten Art durchdringen. Die mineralogische Zusammensetzung wechselt mit dem Korn und dem Grade der Krystallinität und mit Abnahme der Korngrösse wird der Idiomorphismus der Gemengtheile grösser, die Dimensionen jedes einzelnen verschiedener, so dass eine Art porphyrischer Gestaltung sich entwickelt. — 2. Die farblosen Gemengtheile überwiegen. Dann sind die Feldspathe saurer und besser idiomorph und neigen zur Ausbildung als Einsprenglinge; die farbigen Gemengtheile verlieren an Idiomorphismus. Bei abnehmendem Korn wird indessen auch die Hornblende idiomorph, ebenso die Gemengtheile der Grundmasse und diese wird gelegentlich granophyrisch. Beim feinsten Korn verschwinden die farbigen Gemengtheile aus der Grundmasse. — 3. Die farblosen Gemengtheile überwiegen und Quarz ist reichlich vorhanden. Die Gesteine sind meist grobkörnig und deutlich gangförmig im Hauptgestein. Die Structur wird bisweilen allotriomorph; Pyroxen verschwindet, Biotit überwiegt Amphibol; sonst ähnlich 2.

In die Sprache dieses Buches übersetzt würde sich der Inhalt der eingehenden Darstellungen von Iddings etwa so formuliren lassen. In einer hypoabyssischen Masse von Quarzdiorit treten neben normalem Bestande basischere gabbroide und spärlich saurere Facies auf, die untereinander und mit der Hauptmasse theils durch Übergänge verbunden sind, theils nach Art von Schlierengängen und Primärtrümern selbständig erscheinen. Neben der hypidiomorphkörnigen Structur finden sich dioritporphyritische und porphyritische Structurformen, die letzteren mit der ihnen entsprechenden Abnahme der farbigen Gemengtheile.

wiederum eine quarzhaltige und eine mehr oder weniger quarzfreie Abtheilung, die man als Quarzglimmerdiorite, Quarzdiorite und Quarzaugitdiorite von den Glimmerdioriten, Dioriten und Augitdioriten unterscheidet. Die mineralogische Zusammensetzung dieser eng verknüpften Reihen hat keinerlei wesentlichen Einfluss auf die Structur. Diese bleibt durchaus die gleiche in allen Gesteinen dieser Reihen oder vielmehr sie zeigt in allen Reihen dieser Familie die gleichen normalen und abnormen Formen.

Sehr typische Quarzglimmerdiorite in bedeutenden Massiven finden sich in der portugiesischen Provinz Alemtejo; in wenig bedeutenden Gängen erscheinen sie in der Umgebung von Barr im Unter-Elsass in palaeozoischen Schiefern. An diesen Orten scheint der Mineralbestand nur der ganz normale (Plagioklas, Biotit, etwas Hornblende, Orthoklas, Quarz, Apatit, Erze, gelegentlich Titanit und Zirkon) zu sein. — Einen kleinen Stock eines durchaus amphibolfreien Quarzglimmerdiorits beschreibt Salomon aus dem Mojathale bei Edolo im Val Camonica am Westabhang des Adamello. Auch die von Howitt von Noyang im Schiefergebiet von Omeo, Gippsland, Victoria beschriebenen Quarzglimmerdiorite scheinen durchweg normal entwickelt zu sein, was ihren Mineralbestand anbetrifft. Hornblendehaltig und von tonalitischem Charakter in chemischer Beziehung ist der ebenfalls von Howitt beschriebene Quarzglimmerdiorit von Frenchman Hill, Omeo. Dagegen stehen die Quarzglimmerdiorite von Swift's Creek, Omeo, Victoria in innigem geologischen Verbande mit Granititen, enthalten local kleine Mengen eines fast farblosen monoklinen Pyroxens und etwas Hypersthen und haben neben hornblendedioritischen auch gabbroähnliche Facies, in denen allerdings statt des Diallags neben Hypersthen eine braune Hornblende mit vollkommener Spaltbarkeit nach $\infty P\bar{\infty}$ (100) neben weniger vollkommener nach ∞P (110) und einer unvollkommenen nach $\infty P\bar{\infty}$ (010) vorkommt. — Ihrer mineralogischen Zusammensetzung nach stehen diesen Gesteinen sehr nahe die von F. Teller und C. von John mustergültig beschriebenen Diorite von Klausen in Südtyrol. Dieselben erfüllen unregelmässig gestaltete Spaltenräume von grösserer Ausdehnung und erweitern sich local zu stockförmigen Massen von Pardell über den Pfunderer-Berg ins Vildar- und Rothbachthal, greifen in flachkuppenförmiger Lagerung über das durchbrochene, aus Gneissen und Phylliten aufgebaute Quarzphyllitgebirge über, wie in den isolirten Massen von Seeben und von Klausen, oder erfüllen schmale, saigere Gangspalten, wie bei

Verdings, im Eisack- und im Villnössthale. Die Hauptmasse dieses Eruptivgesteins ist als Quarzglimmerdiorit von normaler Zusammensetzung ausgebildet, welche durch Aufnahme von rhombischen (Hypersthen und Bronzit) und monoklinen Pyroxenen in Quarznorite, richtiger Quarzhypersthendiorite, und durch Zurückbleiben des Quarzes in Norite, richtiger Hypersthendiorite, übergehen* (hie und da mit spärlichem Olivin), überdies in der Nähe der Abkühlungsflächen und in den Gängen eine typisch porphyrische Structur annehmen und demnach als Augit- und Enstatitporphyrite erscheinen**. — Nach Stelzner durchsetzt feinkörniger Quarzglimmerdiorit gangförmig die Kreideschichten bei Morococha in den chilenischen Anden. — Liebisch (Z. D. G. G. 1877. XXIX. 729) hält es für wahrscheinlich, dass der „gangförmige Syenit" G. Rose's aus dem riesengebirgischen Granitit östlich von Glausnitz zum Quarzglimmerdiorit zu rechnen sei. — Cross erwähnt, dass in einem titanitreichen Quarzglimmerdiorit von Le Rhun unfern Plouaret (Côtes-du-Nord) um accessorischen Orthit die Plagioklasleisten radial geordnet sind. — Hatch beschreibt amphibolführenden Quarzglimmerdiorit stockförmig zwischen Kilmacurra West und Ballinaclare in der Grafschaft Wicklow in Irland. — Grubenmann bespricht den Quarzglimmerdiorit des Ufirn-Thales im östlichen Theil des krystallinen Kernes des Gotthardmassivs in seinen normalen und geschieferten Abarten. Er hält ihn für den inneren, basischeren und zugleich tektonisch tiefsten Theil der Gotthardgranitmasse.

Glimmerdiorite mit typisch hypidiomorphkörniger Structur, wie sie den echten Tiefengesteinen eignet, scheinen bisher vorwiegend

* Verwandte Gesteine beschreibt Lechleitner als Geschiebe aus dem Schalderser Bach bei Vahrn in Tyrol. Nach einer späteren Mittheilung (Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1892. 277) scheinen sie jedoch aus dem Spiluk-Bach zu stammen, dessen Geschiebe sich mit denen des Schalderser Bachs beim Eintritt in das Eisackthal mischen, und ständen am Burgstall an. Er parallelisirt sie mit den sogen. Noriten und Quarznoriten von Klausen. — Quarzbiotitamphiboldiorite mit rhombischem Pyroxen beschreibt auch Lindgrén von Enseñada de todos Santos, Baja California.

** Die gleiche Verknüpfung von körnigen und porphyrischen Typen beschreibt Teall an augitdioritischen Gesteinen aus den Kalken und Quarziten des Assynt-Districts in Schottland (Ichnadampf) als Intrusivlager und Buckel. Die körnigen Typen pflegen reich an Hornblende zu sein; in den porphyrischen treten die farbigen Gemengtheile zurück. Er unterscheidet an dieser Localität: Diorite, porphyritische Diorite und Hornblendeporphyrite. Die l. c. mitgetheilten Analysen liefern einen willkommenen Beleg zu der von mir nachgewiesenen chemischen Differenz zwischen Tiefen- und Ergussgesteinen.

als Facies von Granititen und in Gangform (so z. B. nach Verbeek in Sumatra, nach v. Lasaulx in den silurischen Schiefern zwischen Carrick Mt. und der Küste von Arklow, Irland) beobachtet worden zu sein. Die meisten gangförmigen Glimmerdiorite gehören jedoch zum Kersantittypus und unterscheiden sich structurell ganz wesentlich von den hier behandelten. — Eine eigenthümliche Gruppe von Glimmerdioriten, welche durch einen reichlichen Gehalt von Hypersthen charakterisirt ist, neben welchem gelegentlich auch monokliner, diallagähnlicher Augit erscheint, tritt bei Campo Mayor und S. Pedro zwischen Arronches und S. Vicente in Alemtejo in palaeozoischen Schiefern auf. Ihr Hypersthen ist nicht selten mit grüner Hornblende derart parallel verwachsen, dass beide Mineralien die Axe c und b gemein haben, wenn man bei Hypersthen b vom stumpfen zum stumpfen Prismenwinkel laufen lässt. Eine Beschreibung dieses Gesteins gab A. Merian (L. J. B.-B. III. 1884. 292) gelegentlich seiner Untersuchungen an gesteinsbildenden Pyroxenen. Diese Gesteine stehen der quarzfreien Hypersthendioritfacies der Klausener Quarzglimmerdiorite stofflich sehr nahe, ihr Plagioklas gehört zur Andesinreihe. Sie mögen Glimmer-Hypersthen-Diorite heissen.

Bedeutsam für die gegenseitigen Beziehungen der bisher beschriebenen dioritischen Gesteine und deren Verwandtschaft mit andern Tiefengesteinen sind die Mittheilungen von Geo. H. Williams über die Diorite und Norite aus den krystallinen Schiefern der Cortlandt Series bei Peekskill, N. Y., am Hudson. Er unterscheidet darin folgende Abarten: 1. Diorit mit brauner Hornblende am Montrose Point, einerseits in Norit, andererseits in Hornblendit übergehend. Ihr Feldspath ist wahrscheinlich derselbe Andesin wie in den Noriten. Zu dem Normalbestande tritt nur Apatit, Magnetit und accessorischer Hypersthen hinzu. — 2. Hornblendit, gleichfalls am Montrose Point und vergesellschaftet mit Norit, Hyperit, Diorit und Pyroxenit und in diese übergehend. Er bildet grob- und feinkörnige Aggregate von brauner Hornblende, welche als aus Pyroxen hervorgegangen angesehen wird. Hornblendite aus grüner Hornblende kommen selten gangförmig, so im Kalk des Verplanck Point, vor. — 3. Hornblende-Diorite in schmalen Gängen, nächst verwandt mit 1. und 2. Ihre Hornblende ist grün, aber mit deutlichem Stich ins Braune. — 4. Glimmer-Hornblende-Diorit, in die reinen Hornblendediorite übergehend. Ihr Korn wechselt auffallend oft und rasch von sehr grobem zu feinem. Ihre

Hornblende ist grün, aber voll dunkler Erzinterpositionen. Orthoklas und Quarz treten als neue Gemengtheile hinzu; Granat findet sich oft am Contact mit den krystallinen Schiefern. — 5. Glimmerdiorit, nur vom Hudson, westlich von Cruger's Station und bei Stony Point. Der reine Gesteinstypus aus oft unverzwillingtem Oligoklas-Andesin und eisenreichem Biotit mit spärlichem Quarz (voll Rutilnädelchen), Magnetit, reichlichem Apatit und accessorischem Titanit und Zirkon. Blassgrüner Pistazit, mit zackigen und lappigen Fortsätzen in den Plagioklas zungenförmig eingreifend und oft skelettartig ausgebildet, wird für primär gehalten. Granat kommt am Contact vor. Durch Übergänge mit 3. und 4. und durch glimmernoritische Facies mit Norit verbunden. — 6. Quarzglimmerdiorit, lagerartig im massigen Norit und ohne Übergänge in diesen, bei Montrose Station. Hellfarbig, etwas porphyrisch durch Plagioklaseinsprenglinge in feinkörniger Grundmasse aus Plagioklas und Quarz mit wenig Biotit und Epidot. Der Plagioklas ist Oligoklas-Andesin. Dieses Gestein wird für eine spätere Intrusion gehalten. Alle andern Typen bilden eine Einheit unter sich und mit den Noriten, sowie mit den aus diesen sich entwickelnden Peridotiten und Pyroxengesteinen. Diese Zusammengehörigkeit drückt sich auch durch den hohen SiO_2-Gehalt (56 %) der Norite und die Andesin-Natur ihres Feldspaths aus.

In der Fortsetzung der Cortlandt Series bei Rosetown, westl. Stony Point, N. Y., beschreibt Kemp normale Diorite mit etwas Biotit und Augit, deren Feldspath Oligoklas ist. Dieselben gehen auch hier in Glimmerdiorite über, und in losen Massen fanden sich auch hier reine Gemenge aus Hornblende und hellgrünem Augit. Ebenso wurden die später zu besprechenden Pleonast-Magnetitmassen aufgefunden. Am Contact sind die Kalke marmorisirt und z. Th. in Tremolitfels umgewandelt. Äusserst feinkörnige, oft noch nicht zolldicke Apophysen der Eruptivgesteine dringen in die krystallinen Schiefer und Kalke ein.

Die Mannichfaltigkeit dieser Bildungen reiht sich würdig an das Klausener Vorkommniss an; nur fehlen die typisch porphyrischen Facies.

Die eigentlichen Diorite und Quarzdiorite sind oft geologisch so innig mit einander verknüpft und durch so allmähliche Übergänge mit einander verbunden, dass sie hier ohne scharfe Trennung behandelt werden mögen. Es rechtfertigt sich das um so mehr, als durchaus quarzfreie Diorite verhältnissmässig selten

sind, und der Unterschied der beiden Gruppen eben nur in dem grösseren oder geringeren Quarzgehalt liegt. Man kann die vermittelnden Glieder als quarzführende Diorite bezeichnen, wenn man allgemein in der Gesteinsnomenclatur einen wesentlichen Gemengtheil durch unmittelbare Verbindung seines Namens mit demjenigen des Gesteins (z. B. Quarzdiorit, Glimmerdiorit u. s. w.) angiebt, einen nur in kleiner Menge vorhandenen, nicht als wesentlich betrachteten dagegen durch einen adjectivischen Zusatz bemerklich macht (quarzführender Diorit, elaeolithreicher Augitsyenit u. s. w.).

Alle Quarzdiorite enthalten neben der Hornblende in wechselnden, oft sehr bedeutenden Mengen auch Biotit. Solche biotitreiche Quarzdiorite wurden von G. vom Rath und später von Lepsius und Salomon unter dem Namen Tonalit vom Adamellostock in den Südalpen beschrieben. Sie schwanken auf der Grenze von Quarzdioriten und Quarzglimmerdioriten; ihr Quarz ist gelegentlich voll von den sehr feinen, dunklen Mikrolithen, die im Granitquarz verbreitet sind. Salomon giebt jedoch an, dass er sie in den von ihm untersuchten Proben nicht fand. Zirkon ist ein allgemein vorhandener, Orthit ein spärlicher, Granat und Spinell wohl nur ganz locale, vielleicht durch den Contact bedingte Übergemengtheile. Auch Salomon giebt Granat und nach der Vertikalaxe stark prismatisch entwickelten Biotit als endomorphe Contactbildungen im Tonalit des Val Foppa am Aviolo-Gipfel an.

Dieser Tonalittypus von meistens sehr granitähnlichem Charakter hat in den Alpen offenbar eine weite Verbreitung. So ist nach Becke's vorbildlicher Beschreibung der Eruptivstock der Rieserferner in den osttyrolischen Alpen zwischen Defregger-, Antholzer- und Tauferer-Thal identisch mit dem Adamello-Tonalit. Er hat die gleichen basischen, älteren Ausscheidungen in rundlichen Massen, die gleichen dunklen dioritischen Schlieren, die gleichen aplitischen und pegmatitischen Secretionsgänge (Primärtrümer Lossen's). Als randliche Ausbildungsformen gegen die Schiefer hin finden sich feinkörnige Tonalite mit z. Th. prophyrartiger Structur, und granititische Typen entstehen durch das Verschwinden der Hornblende und das Überwuchern von Kalifeldspath über den Plagioklas, der aber auch hier seine basischen Kerne behält. Diesem Typus gehören auch z. gr. Th. die Apophysen in dem Schiefermantel an, während die mächtigste begleitende Intrusivmasse am Zinsnock zum Quarzglimmerdiorit gehört. Die einzelnen Abarten scheinen ohne scharfe Grenze in einander zu verfliessen. Dagegen

erscheinen randlich in deutlicher Gangform Aplite mit wenig Biotit und primärem Muscovit, die bisweilen grobkörnig werden und in Pegmatite übergehen. Dieselben unterscheiden sich von den eigentlichen Apliten, wie der Tonalit vom Granitit durch das Vorhandensein recht basischer Kerne und zonarer Structur in den Plagioklasen.

Identische Tonalite in Gangform hat H. v. Foullon beschrieben. Sie finden sich bei St. Johann im Iselthal, südlich von Windisch-Matrei und sind nach Becke gegenüber dem Tonalit der Rieserforner durch ihre dioritporphyritischen Salbänder ausgezeichnet.

Auch der von Novarese sorgfältig untersuchte Dioritzug des oberen Val Savaranche, der im Osten als Quarzdiorit, im Westen als normaler Diorit entwickelt ist, steht den Tonaliten offenbar nahe und ist durch hohen Gehalt an Titanit, sowie accessorischen Orthit charakterisirt. Er ist theils eugranitisch, dann ist der Feldspath unfrisch und jedenfalls nicht basischer als Andesin und die Hornblende normal; theils ist er stark gestreckt und gneissartig ausgebildet, dann ist der Feldspath frisch und im quarzführenden Gestein als Albit nachgewiesen, der Granat umschliesst, die normale Hornblende ist durch Aktinolith ersetzt und Quarz und Feldspath sind zu feinkörnigen Aggregaten zerdrückt. Auch ist in den gestreckten Typen überdies Epidot, Zoisit und farbloser Glimmer reichlich entwickelt. — Hierher gehört vielleicht auch Traverso's Syenit von Traversella mit den gleichen dunklen Ausscheidungen und aplitischen Adern, die gelegentlich granophyrisch oder pegmatitisch werden, und mit sehr titanitreicher Grenzzone gegen die krystallinen Schiefer hin, in welche hinein äusserst zarte Injectionen von Tonalitmaterial beschrieben werden. In der Gegend von Brosso entwickelt sich geradezu eine Art Mischzone am Contact, indem einerseits das Eruptivgestein viele Einschlüsse der Glimmerschiefer führt, andererseits selbst zungenförmig zwischen die Schieferblätter eindringt. Bei Drusasco unfern Traversella tritt ein dunkler glimmerreicher Tonalitporphyr an der Grenze auf (Karte und Beschreibung stimmen hier nicht ganz genau), der auch inmitten des Eruptivgesteins selbst unregelmässige Adern bildet. Traverso nennt ihn ortofiro micaceo (syenite lamprofirica).

Gesteine von durchaus gleichem Habitus wie der Tonalit beschrieb C. v. John aus Persien, wo dieselben südlich von Kuhrud zwischen Teheran und Isfahan in Verbindung mit Granit auftreten und von feinkörnigen Dioriten und Dioritporphyriten begleitet werden. — Auch das Gestein des berühmten Yosemite-Thales in

Californien ähnelt nach Ad. Schmidt's Angabe dem Tonalit ganz überraschend in Zusammensetzung und Structur. — Ebenso scheinen die von Becker und Lindgren Granodiorite genannten, in Amphibolgranitite und Quarzaugitdiorite übergehenden Quarzamphibolglimmerdiorite von Meadow-Lake in Californien hierher zu gehören. Mit ihnen stehen Gänge, welche goldführende Arsenide und Sulphide mit Turmalin, Quarz und Epidot enthalten, in Verbindung. — Molengraaf beschreibt Tonalite neben Mikroklingraniten als alte Eruptivmassen aus dem Hoogeveld der südafrikanischen Republik.

In grosser Mannichfaltigkeit sind Quarzdiorite im Odenwalde nördlich des Gorxheimer Thales bei Weinheim entwickelt. Wohl ausnahmslos biotithaltig gehen sie doch nirgends in eigentliche Quarzglimmerdiorite oder Glimmerdiorite über, sondern bleiben stets typische Hornblendegesteine. Sie stehen nach Cohen in sehr innigem, ja fast unlöslichem Verbande mit den Amphibolgranititen und Amphibolgraniten dieses Gebirges* und gehen andererseits in eigentliche Diorite durch Abnahme des Quarzgehaltes über, so in der Gegend zwischen Kreidach und Siedelsbrunn. Ihr bald grüner, bald brauner Amphibol wird stellenweise sehr hell und nimmt strahlsteinähnlichen Habitus an. Dann pflegt der Feldspath zurückzutreten und ich vermuthe, dass hier ursprünglich Olivin vorhanden war, eine Art peridotitische Facies. Ähnliches findet sich in Finland bei Tottijärvi, NW. Tammerfors. Primärer Titanit und solcher, der aus Eisenerzen hervorging, pflegt in ziemlicher Menge, Zirkon allgemein, aber meist spärlich, Orthit immer nur vereinzelt beigemengt zu sein. In der Hornblende finden sich oft Augitkerne und auch selbständige Augitindividuen sind an manchen Localitäten vorhanden; dadurch entstehen Übergänge in Quarzaugitdiorite und Augitdiorite. Wo der Augit selbständig ausgebildet ist, umschliesst er gern Hornblendefetzen. Solche Bindeglieder zwischen normalen Dioriten und Augitdioriten sind verbreitet am Südfuss des Götzensteins, am Ostfuss des Hohberges, am Kanzelberge und am Bild-

* Nach neueren Aufschlüssen durch den Bahnbau im Birkenauer Thal und nach persönlichen Mittheilungen von C. Chelius erweisen sich die Diorite entschieden älter als die Granite. Zu der Ansicht, dass beide Gesteinstypen selbständig sind, gelangte auch A. Osann bei seinen Aufnahmen nördlich von Heidelberg. — Mit den Odenwälder Quarzdioriten ist auch das früher vielfach für Gneiss gehaltene schöne Gestein vom Stengerts bei Aschaffenburg nächst verwandt. Dasselbe ist durch Structur, endomorphe Contactphänomene und Ganggefolge sicher als eruptiv gekennzeichnet.

stock zwischen Kreidach und Waldmichelbach. Selten schöne Quarzhypersthenglimmerdiorite aus dem Odenwald lernte ich durch die Freundlichkeit von Chelius von Grossbieberau kennen; ihr Feldspath ist Andesin; in dem quarzarmen, gelegentlich Granophyrkitt enthaltenden Hypersthendiorit aus der Gegend von Lichtenberg ist es Labradorit. — Auch auf die grosse Ähnlichkeit der Odenwälder Dioritformation mit derjenigen der Canalinseln, zumal von Guernsey, machte bereits Cohen aufmerksam. — Ebenso lassen sich für jeden Typus derselben Analoga aus Finland, vom Lac d'Aydat in der Auvergne, aus dem südlichen Portugal, aus Sumatra und nach der Beschreibung von Cross aus der Umgebung von St. Brieuc in der Bretagne anführen. Eines dieser letztgenannten Gesteine enthält im Quarz Fibrolithnadeln nach der Angabe von Cross, was für ein normales Eruptivgestein höchst auffallend sein würde. Der Feldspath eines andern aus dem Gouëtthale besitzt die Interpositionen der Gabbrolabradore, was auch sonst bei Dioriten von Gabbro-ähnlichem Habitus nicht selten ist. — Normalen Quarzdiorit von Viti Levu, Fidji-Inseln, beschreibt Harker, nachdem schon Wichmann Diorit von dort hatte kennen lehren. — Nach Kloos kommt ein dem Hornblendegranit nahestehender Quarzdiorit in ziemlicher Ausbreitung auf der westindischen Insel Aruba vor. Local treten an farbigen Gemengtheilen reiche und zugleich quarzhaltige augitdioritische Ausbildungsformen auf, deren Augit mit Diabasaugit verglichen wird. Auch quarzhaltige Gabbrogesteine werden als Facies dieser Quarzdiorite angesehen.

In der Mitte zwischen den Quarzdioriten und den eigentlichen Dioriten stehen als gute Repräsentanten die schönen quarzführenden Diorite vom Schwarzenberg und Neuntestein in der Umgebung von Hohwald und von der Ruine Landsberg bei Barr in den Vogesen. Dieselben sind gänzlich augitfrei und zeigen den normalen Dioritypus in seltener Reinheit. Ihnen ähneln wieder in hohem Grade manche südportugiesische und centralfranzösische Diorite, sowie viele der Dioritgeschiebe im norddeutschen Diluvium.

Ganz quarzfreie Diorite sind verhältnissmässig spärlich auftretende Gesteine. Hierher würden z. Th. die von mancher Seite den krystallinen Schiefern zugezählten Gesteine von der Rothenburg (Kyffhäuser) und Kelbra, sowie andere Thüringer Vorkommnisse aus der Gegend von Brotterode gehören; ebenso manche, zumeist durch recht basische Feldspathe ausgezeichnete, corsikanische Gesteine (Aulene, S. Lucia di Tallano u. A.). Auffallenderweise

scheint einzelnen dieser Gesteine, so manchen thüringischen und verwandten des südlichen Schwarzwaldes das Eisenerz local gänzlich zu fehlen. — Zahlreiche Vorkommnisse von quarzarmen bis quarzfreien Dioriten hat Eichstädt aus dem mittleren und östlichen Småland, Schweden, des Näheren geschildert. — Eck giebt biotitführenden Labradordiorit aus dem Gneiss des Laufbachthals im Schwarzwald an.

In manchen Dioriten, zumal in solchen, die sich dem Gabbro nähern oder in diesen übergehen, wechselt die relative Menge von Plagioklas und Hornblende bisweilen in auffallender Weise. Es entsteht local ein fast nur aus Kalknatronfeldspath bestehendes Gestein, wie bei Ehrsberg im südlichen Schwarzwald, oder aber das andere Extrem, ein reiner Amphibolfels, wie ihn Cohen von dem Hummelberge, NO. von Flockenbach im Odenwald, beschreibt. Derselbe enthält dreierlei verschiedene Hornblendevarietäten. Hierin liegt offenbar ein Analogon zu den Hornblenditen von Williams aus der Cortlandt Series vor. — Ebenso beschreibt Becke durchaus quarzfreie Diorite von Molyvon auf der Halbinsel Chalcidice, v. Drasche aus dem Militärdistrict Benguet auf der Insel Luzon, v. John aus dem Vrbas- und Tešanica-Thale in Bosnien, Niedzwiedzki vom Vitosabhang gegen Dragalica Monastir im Balkan. — Übergänge solcher reinen Diorite in Augitdiorite scheinen recht verbreitet zu sein; so werden dieselben theils direct von v. John bei den im Flysch Bosniens auftretenden Dioriten von Kladanj und Celinac erwähnt, theils lassen sie sich aus seiner Beschreibung erkennen. Diese Gesteine werden von v. Mojsisovics für effusiv gehalten; dem entspricht ihre durchweg normale hypidiomorphkörnige Structur in keiner Weise. — Die von Geo. Becker als Diorite und Glimmerdiorite beschriebenen, in porphyrische Modificationen übergehenden Gesteine vom Mount Davidson im Washoe-District werden von Hague und Iddings für dioritische Facies von andesitischen Ergussgesteinen angesprochen. — Wenn, wie das häufig der Fall ist, den Dioriten etwas Augit beigemengt ist, und nun die oben besprochene Umwandlung des Augit in stenglige Hornblende (Uralit und Aktinolith) stattfindet, die ursprüngliche Hornblende sich bleicht oder z. Th. Chlorit unter begleitender Epidotbildung liefert, dann entstehen Gesteine, welche von gewissen Umwandlungsproducten der Diabasgesteine, den sog. Epidioriten, schwer oder gar nicht zu unterscheiden sind. Es sind solche denn auch wohl z. Th. geradezu Epidiorite genannt worden, so auch früher von mir selbst, oder sie

werden als Chloritdiorite, Epidotdiorite u. s. w. beschrieben. Eine sehr mannichfaltige Reihe solcher umgewandelten Diorite wird von Inostranzeff aus dem Gouv. Olonez in Russland besprochen. — Auch Howitt beschreibt derartige epidioritisch oder grünsteinähnlich veränderte Gangdiorite aus dem Gebiet der goldführenden Quarzgänge in den Silurschiefern des Crooke River-District, North Gippsland, Victoria (Geolog. Survey of Victoria, IV. Melbourne and London 1877. p. 109) und in den mitteldevonischen Schichten des Tabberabberah-Districts (ibid. III. 1876). — Dass amphibolitisch veränderte Diabase Diorite genannt werden, ist zumal in der englischen Literatur nicht eben selten. So sind die Metamorphic diorites von Geo. Hawes aus dem Schiefersystem des Connecticut offenbar umgewandelte Diabase. Aber auch in der deutschen Literatur findet man solche Bezeichnungen; v. Lasaulx' Diorite (Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine im Gebiete von Saar und Mosel, Bonn 1878) von Willmerich, Winkelbornfloss bei Schillingen, Grimburg bei Wadrill, Paschel bei Zerf, Schoden a. d. Saar sind gleichfalls uralitisch veränderte Diabase nach den mir vorliegenden Handstücken. So ist auch wohl das von Hatch beschriebene Quarzaugitdioritgestein von den Höhen südlich Arequipa in Peru zu deuten, welches neben farblosem Augit nur Uralit enthält und accessorisch Rutil und (?) Anatas führt. — Andere „Diorite" der Literatur scheinen zu den krystallinen Schiefern zu gehören, so die von Philippson aus der Gegend von Tromsö beschriebenen.

Aus dem Helleflintgneiss mit Kalklagern der Insel Ornö auf Blatt Dalarö in Schweden beschreibt Cederström unter dem Namen Ornöit eine einheitliche Eruptivmasse von mannichfacher Entwicklung. Das herrschende Gestein besteht aus Oligoklas mit recht wenig brauner Hornblende nebst etwas Orthoklas und Mikroklin, Magnetit, Apatit, Titanit und nicht gerade allzuspärlichem Prehnit. Es ist normal hypidiomorphkörnig bei mittlerem bis grobem Korn. Die Abtrennung vom Diorit wird durch den sehr geringen Gehalt an Hornblende motivirt. Nach den Grenzen hin wird der Ornöit fluidalschiefrig und hornblendereicher, während der Kalifeldspath verschwindet. Wächst der Hornblendegehalt noch mehr, so stellt sich auch Augit ein und das Gestein nimmt den Charakter des Gabbrodiorit an (Halbinsel zwischen Torn und Näbbviken), die Hornblende ist dann theils schilfig mit Augitkörnern, theils braun und compact, Biotit erscheint und Apatit wird reichlicher. Local ist das Gestein sogar als etwas feldspathführender Hornblendepikrit ausgebildet.

Die Olivinkörner in der schwachpleochroitischen Hornblende sind von einer scharf absetzenden Randzone heller Hornblende umgeben, die sich auch zwischen der normalen Hornblende und dem Plagioklas einschiebt. — In andern Theilen des Ornöitmassivs geht die Entwicklung nach der entgegengesetzten Richtung; die Hornblende tritt nur spärlich in einzelnen Krystallen oder Gruppen auf und verschwindet schliesslich ganz. Dann gesellt sich zu dem Oligoklas reichlicher Orthoklas und Mikroklin, gelegentlich auch spärlicher Quarz. Dieser Typus wird „Feldspathgestein" genannt und findet sich besonders im Süden des mittleren Theils des Gesteinskörpers. Am nördlichen Strande von Ornö findet sich ein rascher Übergang zwischen Ornöit und Feldspathgestein und in letzterem erscheinen reichliche Klumpen und Linsen eines dunklen dioritischen Gesteins. Die Linsen sind parallel geordnet, oft zerrissen und wieder von dem helleren Gestein verkittet. Es sind alle Formen von Linsen bis zu eckigen Bruchstücken vertreten und es entwickelt sich eine Art Eruptivbreccie der dunklen Fragmente mit wenigem hellen Kitt von Feldspathgestein. — An der Grenze des Massivs geht der Ornöit allmählich in feinkörnigen Diorit mit ausgeprägter Parallelstructur über. Dieser Parallelstructur folgen auch zahlreiche Gänge von feinkörnigem Granit, die ihrerseits bisweilen nach dem Gangstreichen streifig sind. Am westlichen Rande erscheinen neben den rothen Granitgängen auch dunkle Dioritgänge oder Schlieren, sowie Pegmatit, der letztere gelegentlich auch quer zu der Parallelstructur. Zumal der Pegmatit nimmt nach dem Contact hin grosse Flächen ein, ist aber stets scharf vom Ornöit geschieden. Die grossen Flächen entstehen durch immer zahlreicheres Auftreten der Pegmatitgänge und sind also nicht mit den Stockscheidern der Granite unmittelbar zu parallelisiren. — Die magmatische Differentiation lieferte offenbar zuerst die Hornblendepikrite; der dunkle striemige Diorit bildet eine basische Grenzzone; das „Feldspathgestein" ist jünger und Granit und Pegmatit bilden die sauren Nachschübe.

Hj. Sjögren beschreibt ornöitartige Gesteine zusammen mit Quarzdioriten in Verknüpfung mit den durch ihren Kiesgehalt berühmt gewordenen Grünschiefern und mit Saussüritgabbro vom Sulitjelma.

Die Gruppen der Quarzaugitdiorite und Augitdiorite verlaufen ähnlich in einander, wie die quarzhaltigen und quarzfreien Glieder der übrigen Dioritgesteine. Es ist ein Verdienst Streng's, diese interessanten Gruppen aus der Umgebung von Watab und

Richmond in Minnesota zuerst erkannt und beschrieben zu haben. Der Pyroxen dieser Gesteine ist bald ein grüner Malakolith, bald ein hellviolettrother Diallag, bald ein stark pleochroitischer Hypersthen. Alle diese Pyroxene sind oft in uralitische Hornblende paramorphosirt, werden gern von bald grüner, bald brauner Hornblende in schmalen oder breiteren Schalen parallel oder regellos umwachsen, oder sind reichlich von Hornblende- (auch oft von Biotit-) Fetzen durchspickt. Statt der Hornblende, die bisweilen aus braunen Kernen mit grünen Schalen besteht, kann Biotit eintreten. — Die Verbreitung der Augit- und Quarzaugitdiorite steht derjenigen der übrigen Reihen in nichts nach. Abgesehen von ihrem faciesartigen Auftreten in andern Dioriten kennt man sie z. B. von den Canalinseln und in Gangform an der Hohen Waid bei Schriesheim im Odenwald durch Cohen's Untersuchungen, in der Umgebung von St. Moritz im Engadin, von Uddeholmshyttan in Wermland (mit Annäherung an Gabbrostructur und ziemlich viel Hypersthen neben hellgrünem Diallag), von Villa Cova und Mak Abram de Baixo in Alemtejo, von den Quellen des Balewtschai und der Schlucht von Borjom im Caucasus (am letzteren Orte ist Hypersthen reichlich vorhanden). H. v. Foullon beschreibt einen Augitdiorit (?) von dem Scoglio Pomo an der dalmatischen Küste gegenüber Cornisa; — das von Gylling als epidothaltiger Diorit-Syenit von Säynajöki, Kuusamo, erwähnte Gestein scheint hierher zu gehören; — Lang fand Augitdiorite unter den erratischen Geschieben im Herzogthum Bremen; — einige der von Vrba beschriebenen Diabase aus dem Erzrevier von Przibram könnten vielleicht hierher gestellt werden. — Eck beschreibt Quarzaugitdiorit von Buseck und augitführenden Diorit vom Riedle bei Offenburg, Schwarzwald. — Der gangförmige „Quarzaugitdiorit" Dathe's aus dem Gneiss von Lampersdorf (mit brauner Hornblende) dürfte zum Proterobas gehören. — Vielleicht findet hier auch das von S. Roth, Nagy und Posewitz sehr verschieden beschriebene, die Kobalt- und Nickelerze von Dobschau in Ungarn führende Eruptivgestein, welches mit chloritischen Schiefern (? devonischen Alters) in naher, noch nicht aufgeklärter Verbindung steht, seinen Platz. Verbeek giebt Nachricht von Quarzaugitdioriten zwischen Soerau und Poenjoeng, zwischen Moeara und Sahoen und zwischen Moeara und Snidang in Süd-Sumatra; zwischen Ahoer und Tampoeroengo bildet Augitdiorit ein Massiv im Kohlenkalke, und wird von diesem durch ein schmales Band von Malakolithgestein getrennt, von welchem es Verbeek zweifelhaft lässt, ob dasselbe der

Contactmetamorphose oder normalen hydrochemischen Processen seine Entstehung verdankt*. Die Analogie mit andern Localitäten spricht für erstere Annahme. Retgers beschreibt Augitdiorite von mehreren Punkten des Districts Martapoera in Borneo, Jimbo erwähnt sie in Verbindung mit Quarzdioriten aus Hokkaido in Japan, nach Hatch kommen sie an mehreren Orten in der Grafschaft Wicklow in Irland vor. Bergt bespricht Quarz-Uralitdiorite von Atanques in Columbien, Klautzsch solche mit accessorischem rhombischen Pyroxen vom Aufstieg vom Rio Guaiama nach Chugchilan in Ecuador. — Hypersthen und Skapolith giebt Machado im Quarzaugitdiorit vom Monte Santo an der SW.-Grenze der Staaten Minas Geraes und S. Paulo an (gefleckter Gabbro?). — Olivinführenden Augitdiorit ohne Quarz und Hornblende, aber mit etwas Glimmer, der sich gern an die Erze und den Augit setzt, beschreibt Cross vom Mount Fairview in Custer Co., Colorado. — Durch die Glaseinschlüsse** ihrer Plagioklase sind die von Stelzner aus dem Gebiet der Andesittuffe der Anden beschriebenen Quarzaugitdiorite interessant, die er mit Rücksicht auf ihr jugendliches Alter Andendiorite genannt hat. Sie sind tertiär wie das von Idding's beschriebene Vorkommniss von Electric Peak. Dieselben wurden in Blöcken im Thal bei der Guardia nueva kurz oberhalb der Einmündung des Rio Colorado in das Juncalthal und anstehend gegenüber der Cuesta del Cuzco im S. Antonio-Thale an dem Andenübergang zwischen Rosario und Valparaiso gefunden. Die Gesteine enthalten neben Plagioklas und hellgrünem Augit Hornblende und Biotit, Titanit, Orthoklas und Quarz, secundär Calcit und Epidot. Ihre Structur klingt durch granophyrische Orthoklas-Quarz-Verwachsungen an die porphyrische an. — Es mag hervorgehoben werden, dass in den meisten Augitdioriten die Plagioklase gern Mikrolithe von Pyroxenen und Amphibolen enthalten und dass die ersteren bisweilen anders gefärbt sind, als die grösseren Individuen, welche selbständig im Gestein auftreten. — Übergänge in Gabbro sind recht verbreitet und die Grenzen zwischen beiden Gesteinen

* Augitdiorite in Verbindung mit Hornblendedioriten, Hornblendeporphyriten und aplitischen Gängen haben nach R. T. Hill die mesozoischen Kalke der Sierra Mercado in den Staaten Cohahuila und Nuevo Leon in Mexico durchbrochen und zur Bildung von Magnetit- und Martitlagern in den Kalken und Dioriten Veranlassung gegeben.

** Romberg konnte in den von ihm untersuchten, von Brackebusch gesammelten Andendioriten argentinischer Fundorte keine Glaseinschlüsse auffinden.

oft schwer zu ziehen. Auf die Entstehung grünsteinähnlicher, epidioritischer Gesteine durch Zersetzung von Augitdioriten wurde bereits oben hingewiesen. — Durch chloritische Zersetzung des Augit unter starker Ausscheidung von Carbonaten entstehen Gesteine, die den sog. Hemithrenen zugerechnet werden können.

v. Lasaulx liefert den Nachweis, dass die von Brongniart als Hemithrène bezeichneten Gesteine der Auvergne nicht, wie dieses Naumann und Zirkel angenommen hatten, hornblende- oder grammatithaltige körnige Kalke, sondern Grünsteine mit einem meist sehr untergeordneten und wohl stets secundärem Calcit seien. Cross beschrieb eine Hemithrène von Lezardieux (Côtes-du-Nord); — vielleicht gehört auch hierher, wenn nicht zu den Kersantiten, ein von Hawes besprochener Glimmerdiorit von Stewartstown, N. H.

Eine eigenthümliche Stellung nehmen die dioritischen Gesteine ein, welche, mit den Erzlagerstätten des Banats enge verknüpft, den Caprotinenkalk dieser Provinz durchbrochen und verändert haben und von v. Cotta den Namen Banatite erhielten. Bei aller Ähnlichkeit im äusseren Habitus ist die Zusammensetzung dieser z. Th. im Kreidekalk, z. Th. in den krystallinen Schiefern aufsetzenden Gesteine eine zwischen normalen Quarzdioriten und Quarzaugitdioriten, Dioriten und Augitdioriten schwankende. Doch scheinen sowohl nach den Untersuchungen von Niedzwiedzki, Posewitz, Stern, Hussak, sowie nach meinen eigenen Erfahrungen die quarzhaltigen Formen zu herrschen; der Augitgehalt ist schwankend selbst an Handstücken einer und derselben Localität. Die Hornblende dieser Banatite ist bald braun, bald grün, ihr Biotit stets braun oder durch beginnende Zersetzung braun und grün lamellirt. Die bei ganz frischen Biotiten bisweilen lamellar wechselnden Interferenzfarben der Querschnitte zwischen gekreuzten Nicols deuten auf Zwillingsbildung nach dem gewöhnlichen Gesetze. Neben dem oft nahezu farblosen und gern stark verzwillingten Augit scheint gelegentlich Hypersthen (Hodritscher Thal bei Schemnitz) vorzukommen. Die oft vorzüglich schaliggebauten, analytisch z. Th. als Andesin von Niedzwiedzki bestimmten Plagioklase sind gern central getrübt und enthalten anscheinend neben Mikrolithen oder farbigen Gemengtheilen hie und da Glas-, oft Flüssigkeitseinschlüsse; ihr Idiomorphismus gegenüber dem Orthoklas ist meistens sehr deutlich ausgesprochen. Der Quarz pflegt reich an Fluidaleinschlüssen zu sein. Accessorisch treten Titanit und Zirkon auf. Secundär Epidot und Calcit, sowie uralitische Hornblende. Propylitische oder

grünsteinähnliche Umwandlungsformen sind nicht selten. Posewitz beschreibt diese Gesteine als Tonalite und Diorite, Stern stellt sie auf Grund ihres Alters zu den Quarztrachyten. Cziklowa, Dognacska, Moravitza, das Gebiet zwischen O-Sopot und Dolnja-Ljubkowa sind die Hauptverbreitungsgebiete. Gewiss mit vollem Rechte parallelisirt man mit diesen Banatiten auch die Diorite und Augitdiorite, welche bei Schemnitz zwischen den Thälern von Hodritsch und Eisenbach auftreten. — Recht banatitähnlich ist nach der Beschreibung von Hatch ein Quarzglimmerdiorit mit grüner Hornblende und malakolithischem Pyroxen zwischen Carrigmore und Westaston in der Grafschaft Wicklow in Irland.

Eine sehr eigenartige Gesteinsreihe von im Allgemeinen dioritischem bis gabbroidem Charakter findet sich an den verschiedensten Punkten der Erde in Verbindung mit Elaeolithsyeniten und verwandten Gesteinen. Ich lernte dieselbe zuerst von der Insel Cabo Frio bei Rio de Janeiro durch Herrn Orville A. Derby's Güte kennen, wo sie zusammen mit dem Elaeolithsyenit und dem Alkalisyenit vom Pulaskit-Typus (vergl. S. 119) ansteht und von äusserst schmalen, nur wenige Millimeter breiten camptonitischen Gangtrümern durchsetzt wird; diese Gangtrümer wickeln Mineralfragmente des durchbrochenen Gesteins ein und führen recht ansehnliche Einsprenglinge von Biotit und Augit selbst da, wo sie sich derart zerschlagen, dass sie in nur mikroskopisch wahrnehmbarer Feinheit zwischen die Spaltblätter der Feldspathe und Augite des von ihnen durchbrochenen Gesteins eindringen — ein überraschender Anblick. — Die nächsten Vorkommen verwandter Gesteine erhielt ich von Herrn H. Bauer in Iguape, S. Paulo; sie stammen von Jaguary und aus dem Thale des Jacupiranguinha im Gebiet des Jacupiranga, also gleichfalls aus einem Elaeolithsyenitgebiet. — Dann gehört hierher das von Sears mit dem Namen Essexit belegte, auf das innigste mit dem Elaeolithsyenit von Salem Neck, Mass., verknüpfte Gestein; ebenso ein stockartiges Vorkommen im Trenton-Kalk des Mount Royal bei Montreal in Canada, welches hinüberführt und in manchen der von Herrn Prof. Frank D. Adams geschenkten Stücken übergeht in Theralit, ein Vorkommen aus dem Elaeolithsyenitgebiet von Arkansas ohne näher bekannten Fundort, und das durch die Untersuchungen von Hibsch berühmt gewordene, gewöhnlich als „Dolerit" bezeichnete Gestein von Rong-

stock, welches die Baculitenmergel zu Kalksilikathornfelsen metamorphosirt hat.

Obschon jedes dieser Vorkommnisse seine Eigenthümlichkeiten hat, und die extremen Glieder nicht unbeträchtlich von einander abweichen, bilden sie in ihrer Gesammtheit eine einheitliche Reihe, die von dioritischen durch gabbroide Typen hinüberführt zu den Theraliten. Es sind durchweg quarzfreie, hypidiomorphkörnige Gesteine von eugranitischem bis hyperitischem Charakter, die durch gleichmässig hohen Gehalt an Alkalien und Oxyden der zweiwerthigen Metalle bei mittlerem bis niedrigem Kieselsäuregehalt, durch meistens grossen Reichthum an farbigen Gemengtheilen, häufigen Olivin und meist beträchlichen Apatitgehalt ausgezeichnet sind. Sie seien hier mit dem von Sears in Anwendung gebrachten Namen Essexit bezeichnet.

Das Gestein von der Insel Cabo Frio ist ein grobkörniger Augitglimmerdiorit mit schon makroskopisch erkennbarem reichlichem Apatit in scharfen hexagonalen Säulen. Der hochidiomorphe Feldspath zeigt mehr oder weniger intensive, äusserst feine Bestäubung, zahlreiche Zwillingslamellen nach dem Albit-, selten nach dem Periklingesetz und fast regelmässig auch nach dem Karlsbader Gesetz. Er hat auf P -7^0, auf M -20^0 Auslöschungsschiefe und gehört daher zum Labradorit ($Ab_3 An_4$). Das herrschende farbige Mineral ist grünlichgelber bis hellgrünlicher Augit, meistens stark mit Biotitfetzen und Amphibolblättern durchwachsen und fast immer mit einem breiten Saume tiefbraunrothen, barkevikitischen Amphibols. Dunkelbraunrother Biotit umhüllt die Erzkörner und bildet breite Blätter, welche makroskopisch den Pyroxen nur wenig hervortreten lassen; er ist scheinbar einaxig. Der barkevikitische Amphibol mit $110 : 1\bar{1}0 = 124^0\,27'$ und einer Auslöschungsschiefe von 8^0 auf Spaltblättchen nach dem Prisma tritt oft in schönen Säulen von hohem Glanze auf; er ist stark mit Erzstaub durchsäet. — Das Erz ist Ti-haltiger Magnetit und hinterlässt bei der Auflösung mit Salzsäure ein Netz von krappbraunem Titaneisenglimmer. Fast ausnahmslos ist dieses Eisenerz von einem breiten Titanitmantel umgeben, der nicht selten ganz das Erz verzehrt hat. — Um den Biotit treten nicht selten Barkevikitmäntel auf und der selbständige Amphibol ist oft sehr zierlich mit einem Kranz von fast farblosen bis grünlichen Augitzapfen umsäumt, wo er an Feldspath stösst, nie, wo er sich mit Augit oder Biotit berührt. Diese Zapfen stehen senkrecht auf den Amphibolgrenzen und dringen in den Feldspath ein, ähnlich wie die bekannten Mäntel um den Olivin der Hyperite. — Titanit in der für die alkalireichen

Gesteine charakteristischen Combination (011) ($\bar{1}23$) ist ziemlich häufig. — In den dunkleren und feiner körnigen Theilen des Gesteins finden sich rundliche Flecke, die aus einem poikilitischen Gemenge von Biotitfetzen und Augitkörnern bestehen. Dieselben lassen sich nach den andern Vorkommnissen mit Sicherheit als Resorptions-Pseudomorphosen nach Olivin deuten. — Apatiterze und Titanit sind die ältesten Bildungen, dann begann die Krystallisation der Augite, Biotite und Amphibole und diese überdauerte die Krystallisation des Feldspathes. — Man erwartet nach dem ganzen Habitus des Gesteins und der Natur seiner farbigen Gemengtheile eigentlich die Anwesenheit von Nephelin. In den mir vorliegenden Proben war er nicht aufzufinden.

Das Gestein von Jaguary ist zu unfrisch, um eine Bestimmung der Feldspathe zu gestatten; der Augit herrscht unter den farbigen Gemengtheilen; er ist vollendet idiomorph, verwachsen mit braunem Biotit. Barkevikit ist nur spärlich da; ebenso Erze; Apatit reichlich. In den Zwickeln zwischen den Feldspathtafeln findet sich nicht allzu selten Analcim. Ich vermuthe, dass dieses dieselben Gesteine seien, welche Orville A. Derby (On the magnetite ore districts of Jacupiranga and Ypanema. Amer. Journ. 1891. XLI. 311) von dem gleichen Fundorte in offenbar frischeren Proben als aus violettem idiomorphen Pyroxen, mit Olivin, Plagioklas und gelegentlichem Nephelin bestehend beschreibt. Seine Schilderung erinnert sofort an das Vorkommen von Mount Royal bei Montreal in Canada.

Das Gestein aus dem Thale des Jacupiranguinha ist recht frisch und enthält in der Reihenfolge des abnehmenden Idiomorphismus Apatit, Magnetit mit Biotitmänteln, Olivin, rothen Biotit (Meroxen) mit deutlicher Auslöschungsschiefe und Zwillingsbildung nach dem Tschermak'schen Gesetz, wie so oft in Nephelingesteinen, viel rothbraunen bis violetten Augit mit Sanduhrstructur und deutlicher Bissectricen-Dispersion, poikilitisch durchwachsen mit Biotit und gelegentlich von Barkevikit umrandet, etwas Barkevikit, Oligoklas (sp. G. 2,641—2,630), Albit, Orthoklas und nicht allzu spärlich Nephelin. Das Gestein ist recht ähnlich den grobkörnigen, glimmerarmen Nephelinbasalten des Katzenbuckels.

Die Handstücke des Essexit, welche mir vorliegen, und die ich theils der Güte des Herrn Sears, theils Herrn Professor Andreae verdanke, stammen sämmtlich von Salem Neck in Mass. und sind z. Th. von Gängen von Elaeolithsyenit durchsetzt. Es sind feinerkörnige, dunkle Gesteine, in denen sofort zahlreiche dunkle, glimmer-

reiche, rundliche Flecke von etwa 3 mm Durchmesser auffallen. Sie bestehen aus einen innigem Gemenge von braunen Glimmerblättchen, grünen Hornblendestäbchen und bläulichgrünen Augitkörnern in wechselnder Menge der beiden letztgenannten Substanzen, die sich nun durch alle Zwischenstadien zu rundlichen Olivinkörnern verfolgen lassen, die von Adern gelben Serpentins und schwarzen Eisenerzes durchzogen und oft von einem Kranz von strahlig geordneten grünen Amphibolnadeln mit Biotitblättchen schmäler und breiter umrandet sind. Um die vollendeten Olivin-Pseudomorphosen findet sich oft noch ein gröberblättriger Biotitkranz. Hellgrüner Augit erscheint selbständig und als Centrum von grünlichbraunem oder bräunlichem Amphibol, neben welchem brauner Biotit in wechselnder Menge auftritt. Die poikilitische Durchdringung dieser drei farbigen Gemengtheile ist die gleiche, wie am Cabo Frio, ebenso die Pseudomorphosen von Titanit nach Ilmenit. Sonst liegen um das Eisenerz Biotitkränze und diesen ist gelegentlich etwas Rutil beigemengt. Idiomorpher Titanit ist recht selten. — Der Feldspath ist z. Th. bestäubt, z. Th. rein und gehört mehreren Mischungsverhältnissen an; herrschend ist ein solcher mit $-5{,}5^0$ ($Ab_1 An_1$), daneben wurden nicht allzu spärlich solche mit -14^0 Schiefe der Auslöschung auf P beobachtet. Der Feldspath ist hochidiomorph, selbst gegen das Eisenerz gelegentlich und oft gegen den Apatit. Dieser bildet nicht nur die bekannten schlanken Säulen, sondern auch reichliche grosse, unregelmässig gestaltete Körner und scheint nicht eine normale Ausscheidung aus dem Magma zu sein. — Der Feldspath des Essexit dieser Localität zeigt noch zwei erwähnenswerthe Eigenthümlichkeiten. Wo er die Bestäubung durch graue unbestimmbare Pünktchen und Scheibchen zeigt, enthält er auch vielfach sehr kleine Interpositionen eines grünlichen Glimmers in runden Blättchen und grüne Amphibolstäbchen; um diese herum fehlt die Bestäubung, wie die Globulite in einem Krystallisationshof, und der Feldspath hat eine andere Auslöschung, die dann allmählich in die normale übergeht. Endlich zeigten sich die Feldspathe zweier Handstücke, die Gänge von Elaeolithsyenit im Essexit besitzen, von einem Netzwerk farbloser Adern und Flecken durchzogen, deren eine Seite geradlinig und parallel der Zwillingslamellirung verlief, während die andern Begrenzungen unregelmässig waren. Diese farblose Substanz ist theils vollkommen isotrop, theils schwach doppelbrechend und hat niedrigeren Brechungsexponenten als der Feldspath $Ab_1 An_1$. Die Erscheinung erinnert an das Glasgeäder

in Feldspathen der Ergussgesteine oder in Olivinen mancher glasiger Basalte. Ist es Glas? Ist es Nephelin? — Die Structur des Essexit von Salem Neck ist theils mehr eugranitisch, theils hyperitisch.

Dieselben Schwankungen finden sich in der Structur des bald recht grobkörnigen, bald feinkörnigen bis dichten Gesteins vom Mount Royal bei Montreal, welches ebenfalls von Elaeolithsyenit nach den Angaben von Adams durchbrochen wird. Der Plagioklas dieses Gesteins ist ein Labradorit mit — 10° Auslöschungsschiefe auf P, z. Th. mit deutlich wahrnehmbarer Bissectricen-Dispersion, gut, wenn auch nicht immer vollkommen idiomorph. Der röthlichviolette Augit hat den Habitus und die starke Bissectricen-Dispersion der Ti-haltigen Augite, die Interpositionen des diallagartigen Augits der Laurvikite, die poikilitische Durchdringung mit braunem Glimmer und barkevikitischem Amphibol und die schönen braunen Amphibolmäntel, wie sie oben beschrieben wurden, und bildet vollkommen idiomorphe Individuen, kurz, er hat die Eigenschaften der Pyroxene aller dieser Gesteine. In einzelnen Handstücken ist er fast farblos bis grünlich, dann ist das Gestein erzreicher. Brauner Glimmer und braune barkevikitische Hornblende begleiten ihn auch hier in wechselnder Menge. Vom vollkommen frischen Olivin lassen sich auch hier alle Stadien bis zu den oben von Salem und Cabo Frio beschriebenen Pseudomorphosen verfolgen; ebenso sind die Pseudomorphosen von Titanit nach Ti-haltigem Magnetit vorhanden, dessen Ti-Gehalt auch hier auf eingewachsenen Titaneisenglimmerblättchen beruht. Apatit ist reichlich. — In diesem Gestein wurde nun durch seine Form und sein optisches Verhalten, sowie durch Ätzung ein nicht ganz unbeträchtlicher Gehalt an Nephelin in zwei Handstücken, dazu ein kleiner Gehalt an Hauyn an einem dichten Handstück und damit der Übergang zu Theralit erwiesen.

Die Beschreibung des Rongstocker Dolerit* wäre eine genaue Wiederholung der obigen Angaben bis in jedes Detail. An dem Feldspath fand ich auch hier — 10° Auslöschungsschiefe auf der Basis; doch wurde nur ein Handstück darauf hin untersucht. Zwischen den Plagioklaszwickeln findet sich ein sericitisch umgewandelter Feldspath, wohl Orthoklas, den Hibsch in diesem Gestein nachwies, Nephelin versteckt sich sehr, wurde aber in zwei Dünnschliffen durch Ätzen sicher nachgewiesen.

Manche dieser Gesteine, auch der Rongstocker „Dolerit",

* J. E. Hibsch, Beiträge zur Geologie des böhmischen Mittelgebirges. T. M. P. M. 1894. XIV. 95.

enthalten gelegentlich ältere basischere Ausscheidungen, die sehr apatitreich und nahezu feldspathfrei sind. Diese stimmen vollkommen mit den älteren basischen Ausscheidungen der Foyaite der Serra de Monchique überein.

Das Gestein von Arkansas hat mittleres Korn, ist reich an Apatit und Magnetit und enthält nicht eben spärlichen Olivin, der ziemlich stark serpentinisirt ist und aus dessen Zersetzung ein nicht in Essigsäure, aber in kalter Salzsäure lösliches Carbonat stammt, welches sich durch das ganze, sonst recht frische Gestein verbreitet hat. Der Hauptgemengtheil ist violettbrauner Titanaugit mit starker Dispersion $c : c_\varrho > c : c_v$. Er ist randlich bisweilen mit Barkevikit verwachsen und umschliesst Fetzen von rothem Biotit. Der Barkevikit tritt in geringer Menge auch selbständig auf. Nächst Augit ist ein basischer Plagioklas, wohl Labrador, und ein isotropes Mineral, welches leicht mit Salzsäure gelatinirt und niedrigere Lichtbrechung hat, als Canadabalsam (Sodalith oder Analcim) der wichtigste Gemengtheil. Mikroklin mit Gitterstructur und Orthoklas sind nur accessorisch vorhanden. Zwischen diesen Gemengtheilen findet sich in zwickelähnlichen Räumen eine leicht mit Salzsäure gelatinirende Mesostasis in geringer Menge, aus der Feldspathnadeln und Barkevikitmikrolithe ausgeschieden sind.

Offenbar gehören auch in diese Familie der Essexite die von Brögger* Olivingabbrodiabas und Gabbroproterobas genannten Gesteine, die ältesten der das Übergangsgebirge von Christiania durchsetzenden Eruptivmassen von Sölvsberg, Brandbokampen, Viksfjeld und Dignaes, die alle auf einer NS.-Linie am Ostrande des Randfjord-Sees, NW. von Christiania, aufsetzen. Sie enthalten Labradorit, wenig Orthoklas, violetten, titanhaltigen, an Sesquioxyden armen Ca-Mg-Augit, Olivin und dunkelrothbraunen Lepidomelan, während nach seinen Angaben Hypersthen und basaltische Hornblende selten, Ilmenit und Magnetit in kleinen Mengen, sowie Pyrit und Magnetkies und oft reichlich Apatit vorhanden sind. In einer früheren Arbeit wird auch der Titanit genannt. Die Structur ist bald gabbroide, bald diabasisch, oder, wie oben gesagt wurde, bald eugranitisch, bald hyperitisch. Die einzelnen, oben genannten Durchbrüche stehen in solcher Beziehung zu einander, dass sie von N. nach S. feldspathreicher werden. An dem nördlichsten Punkte (Brandberg) gehen sie in Pyroxenite und Hornblendite, sowie

* W. C. Brögger, The basic eruptive rocks of Gran. Q. J. G. S. 1894. L. 15.

in Gabbros mit viel basaltischer Hornblende (Gabbroproterobas) über und enthalten nur etwa 12 % Feldspath, am Sölvsberg 46 %, bei Dignaes 64 %. Primärtrümer von feinkörnigen Augitsyeniten und Augitdioriten sind verbreitet, ein Zug, der sich auch am Cabo Frio findet. Von den oben genannten Localitäten würde Cabo Frio, Jacupiranguinha und Rongstock den feldspathreichsten, Salem denen mit mittlerem Feldspathgehalt, Arkansas und Montreal diesen, sowie z. Th. den feldspatharmen Abarten Norwegens entsprechen. — Es ist mit Nachdruck zu betonen, dass die Hornblendite und Pyroxenite dieser Reihe nach den von Brögger mitgetheilten Analysen alkalihaltig sind im Gegensatz zu den mineralogisch gleich zusammengesetzten Endgliedern der eigentlichen Diorite und Gabbros. Die Hornblendite und Pyroxenite der Essexit-Reihe entsprechen den Limburgiten und Augititen der Ergussgesteinsreihe.

Ebenso vermuthe ich, dass die von Högbom als diabasähnliche, olivinhaltige Augitdiorite beschriebenen Vorkommnisse hierher gehören, von denen er angiebt, dass sie theils durch Übergänge mit dem Ragundagranitit (vergl. S. 57) verbunden, theils davon geschieden, also als Spaltungsproducte eines einheitlichen Eruptivmagmas am Ostende von Gesunden am Südabhange des Stadsbergets vorkommen. Das Gestein heisst bei ihm Diabas und besitzt verschiedene Ausbildungsformen, deren eine sehr an Åsby-Diabas erinnert. Der Alkaligranit entsendet Apophysen in dasselbe.

Structurformen der Dioritgesteine.

Sieht man zunächst von allen solchen Structurformen ab, welche mit Sicherheit oder Wahrscheinlichkeit durch eine von den normalen Bildungsgesetzen des Gesteins abweichende Beeinflussung (Abkühlung an der Peripherie, Druck) zur Entwicklung gelangten, so bleibt dennoch bei den Dioriten eine grössere Mannichfaltigkeit der Structur übrig, wie bei den früher besprochenen Tiefengesteinen. Es hat das seinen Grund in der anscheinend nicht constanten Reihenfolge der Mineralbildung bei diesen Gesteinen. Es giebt eine Gruppe von Dioriten, deren beste Vertreter sich reichlich in der Umgebung von Barr und Hohwald (Landsberg, Neuntestein, Schwarzenberg), auf Guernsey, im Banat, bei Klausen, spärlich im Odenwald (Hemsbach) finden, deren Gemengtheile in derselben Reihenfolge sich bildeten, wie in den Graniten. Nach der Ausscheidung der nur in geringen Mengen vorhandenen Apatite, Erze, Zirkone und Titanite

begann die Bildung der Glimmer, Amphibole und Pyroxene, dann erst diejenige der Plagioklase, darauf die des Orthoklas und Quarzes. Die Intervalle der Mineralausscheidung sind am grössten vor den farbigen Gemengtheilen und nach den Plagioklasen, daher ist durchweg der Idiomorphismus des Apatits, des Zirkons und Titanits, sowie derjenige der Plagioklase ein sehr ausgesprochener, derjenige der Glimmer, Amphibole und Pyroxene ein oft minder vollkommener. Den Orthoklasen, welche überaus gern die Plagioklase umhüllen, und den Quarzen fehlt jede selbständige Begrenzung, sie erfüllen die eckigen Räume zwischen den übrigen Gemengtheilen*. Diese Reihenfolge documentirt sich nicht nur in dem grösseren oder geringeren Grade von Idiomorphismus, sondern auch in den Beziehungen der umhüllenden und umhüllten Gemengtheile. Wo Pyroxene, Glimmer und Amphibole neben einander auftreten, sind anscheinend die rhombischen Pyroxene älter, als die monoklinen, der Biotit älter als der Amphibol. Dass aber die Bildung aller dieser Mineralien z. Th. auch eine gleichzeitige war, scheint ihre oft gesetzmässige, oft regellose Durchdringung zu beweisen. Es ist bisweilen mit grosser Klarheit zu erkennen, dass der Ausscheidung der Biotite und Amphibole eine magmatische Resorption der Pyroxene vorherging, aus deren Material dann ebene jene anderen Mineralien sich entwickelten. Dagegen wurde bisher eine solche Bildung von Hornblende auf Kosten des Glimmers oder umgekehrt als magmatischer Vorgang wohl nicht beobachtet; dass nach Auskrystallisation des Gesteins Hornblende in Biotit umgewandelt wurde, ist in vielen Fällen mit Wahrscheinlichkeit anzunehmen.

In solchen normal struirten Gesteinen sind concretionsähnliche dunklere Ausscheidungen ganz analog denen der Granite überaus verbreitet und besitzen alle dort besprochenen Eigenthümlichkeiten der Form, Mineralausbildung und Abgrenzung. Sie führen auch hier naturgemäss in extremer Entwicklung zu schlierenartigem Verbande dunklerer, basischerer und hellerer, sauerer Gesteinstheile.

Dem Wesen nach mit diesem Vorgange identisch ist die Kugelbildung in den bekannten corsikanischen Kugeldioriten von S. Lucia

---

* In den Tonaliten fand Becke ähnlich die Reihenfolge der Ausscheidungen nach den Nebengemengtheilen, wie folgt: Granat, Biotit, Hornblende, Plagioklas, Mikroklin mit Quarz, mit starkem Vorgreifen des Plagioklas in die Hornblendeperiode und Andauer seiner Ausscheidung bis zum Abschluss der Gesteinsverfestigung. Am Schlusse krystallisirt also Plagioklas, Mikroklin und Quarz gleichzeitig.

di Tallano bei Sartene. Die local rasch fortschreitende Ausscheidung pyroxen- und hornblendereicher Massen machte das umgebende Magma unverhältnissmässig reich an Feldspathlösung, die nun rasch in radialen Aggregaten anschoss, deren Krystallisation ihrerseits nun eine locale Übersättigung an eisen- und magnesiareichem Magma bedingte, so dass wieder Pyroxen und Amphibol auskrystallisirten u. s. f. Recht bezeichnend für diesen Bildungsact ist das strahlige Gefüge des Ganzen und die von H. Reusch beobachtete Thatsache, dass diese kugligen Bildungen nur im Centrum der Gesteinsmasse, d. h. an dem Orte der ruhigsten Krystallisation sich finden. — Strahlig ist auch das Gefüge im Kugeldiorit von Rattlesnake Bar, Eldorado Co., Cal., den G. vom Rath (Sitzungsb. niederrh. Ges. 1884) beschrieb. — v. Lasaulx bespricht einen Anorthit-Diorit von Poudières in der Auvergne, in welchem sich gleichfalls Andeutungen einer Kugelstructur finden; hier aber hat der Amphibol die Rolle des radialstrahligen Elementes übernommen, während dieser und der begleitende Hypersthen im Corsit im Allgemeinen nicht radial gebaut und geordnet sind. Das würde darauf hinweisen, dass das Gestein von Sartene feldspathreicher, dasjenige von Poudières amphibolreicher sein müsste*.

* Anderer Art scheint eine von Vogt beschriebene Kugelbildung in dem Quarzdioritzuge vom Svartdal und Flotdal, Telemarken, zu sein. Das Gestein, mit welchem goldführende Quarzgänge in Verbindung stehen, ist vorwiegend regellos körnig, hie und da schiefrig und besteht aus bläulichgrüner und hellgrüner Hornblende, Biotit, Quarz, Oligoklas mit etwas Orthoklas und Mikroklin, reichlichem Apatit, Titaneisen mit Titanitmänteln, Pyrit, Zirkon und Magnetit. Auf kleinem Raume von wenigen m² kommt im Hauptgestein ein Kugeldiorit vor, fern von allen Grenzen. Der Kern der Kugeln besteht für das blosse Auge aus grobkörnigem Feldspath mit etwas Ilmenit, Hornblende u. s. w., darauf folgt eine Schale von radialgeordnetem strahlsteinartigen Amphibol. Die Masse, in der die 2—3 cm Durchmesser besitzenden Kugeln liegen, ist ein feinkörniges Quarzaggregat, mit wenig Hornblende gemengt. Die Grenze zwischen den Kugeln und der Quarzmasse ist auffallend scharf. Es sind bisweilen zwei oder mehrere Kugeln verwachsen; dann fehlen die Amphibolränder an der inneren Grenze der Kugeln und die Feldspathcentren verfliessen in einander. Der Feldspathkern der Kugeln hat 15—25 mm Durchmesser, die Amphibolschale 4—6 mm Dicke. Unter dem Mikroskop enthüllt sich der Feldspathkern als ein granophyrisches Gemenge von Oligoklas und Quarz nebst einigen Procent Hornblende und Biotit, auffallend viel Apatit und Eisenerz. In der Schale sind etwa 60% Hornblende, der Rest Quarz, etwas Feldspath und die übrigen Gemengtheile. Die Gesteinsmasse, in der die Kugeln liegen, enthält etwa 95% Quarz, der Rest vertheilt sich auf die übrigen Gemengtheile; doch fehlt Apatit ganz und Eisenerz nahezu ganz. — An den goldführenden Quarzgängen verschwindet der Dioritcharakter des Gesteins

Dass eine solche Art der krystallinen Entwicklung eines schmelzflüssigen Magmas eigentlich nothwendig zu miarolitischer Structur führen müsse, wurde bei dem Granit dargethan. Es findet sich eine solche miarolitische Structur auch thatsächlich bei manchen Dioriten und die Gemengtheile des Gesteins ragen dann mit Krystallenden in die eckigen Hohlräume hinein. Man beobachtet diese Ausbildung hier seltener, weil die Räume so oft durch Calcit, Chlorit und andere Zersetzungsproducte erfüllt und maskirt werden. Sehr schön besitzt sie, wie H. Patton fand, ein Gangdiorit des Schriesheimer Thales, N. Heidelberg. Ätzt man dieses Gestein mit Essigsäure, so erkennt man zahlreiche, oft gar nicht kleine eckige Räume, in welchen Oligoklas, Amphibol und Titanit mit flächenreichsten Krystallenden hineinragen. So konnte an dem von Patton als Oligoklas bestimmten Feldspathe vom Albithabitus M (010), l (110), T (1$\bar{1}$0), z (130), P (001), x ($\bar{1}$01), y (201), r ($\bar{4}$03) gemessen, p ($\bar{1}$11), o (11$\bar{1}$), g (221), u (2$\bar{2}$1) aus dem Zonenverbande bestimmt und f (130), n (021) ihrer Lage nach als wahrscheinlich erkannt werden. Die grüne Hornblende zeigte (110) (130) (010) (001) (100) ($\bar{1}$11) ($\bar{1}$31) (041) und eine unbestimmbare Klinopyramide.

Bei aufmerksamem Studium von Dioritpräparaten wird man nicht selten scharfe Krystallenden finden, die von Calcit gewissermaassen umpolstert scheinen.

Eine zweite Art der normalen Dioritstructur entwickelt sich dadurch, dass der Plagioklas vor oder gleichzeitig mit der Hornblende zur Krystallisation gelangte. Der erstere bildet dann breit tafelförmige bis leistenförmige, gewöhnlich etwas gerundete Individuen, welche in den meistens grossen, kurz- und dickstengligen oder auch tafelförmigen Amphibolindividuen eingeschlossen sind. Je nachdem die Plagioklase schmälere Leisten oder breitere Tafeln darstellen, erinnert die Structur alsdann mehr an diejenige der Diabase oder an diejenige der Gabbros. Es scheint, als ob diese Ausbildung mit Vorliebe bei verhältnissmässig feldspatharmen Gesteinen Platz greift. Gute Beispiele für dieselbe liefern manche Diorite der Gegend von Schriesheim, ein Augitdiorit von Uddeholmshyttan in Wermland, Schweden, und manche der von Howitt beschriebenen australischen Vorkommnisse. Solche Diorite scheinen denn auch gern Gabbrofacies zu entwickeln oder sie treten als

und es entwickelt sich die oben S. 84 beschriebene Greisenzone der Kupfererzgänge aus Quarz, viel hellgrünlichem Muscovit und Calcit. Diese Greisenzone erreicht etwa 0,5 m Mächtigkeit und tritt nur an den mächtigeren Quarzgängen auf.

dioritische Facies in Gabbrogesteinen auf. Bei eigentlichen Glimmerdioriten wurde diese Structur nie beobachtet. Übergänge zwischen dieser und der erstbeschriebenen Structurform sind allverbreitet und zumal bei Augitdioriten und quarzfreien Dioriten häufig.

Eine Zusammenballung der farbigen Gemengtheile (Hornblende, Biotit und etwas Augit) zu Häufchen in einem gleichmässigen Gemenge von Oligoklas und Quarz beschreibt J. v. Szadeczky an einem Diorit, welcher auf beträchtliche Erstreckung in dem Dacit des Csertéser Franz-Joseph-Erbstollen in Nagyag aufgeschlossen ist.

Dass Dioritgesteine peripherisch sich verdichten und kleinkörnig werden, ist eine alte Beobachtung. Es ist damit ziemlich regelmässig ein Übergang zu porphyrischer Structur insofern verbunden, als dann gern eine wiederholte Feldspathbildung, selten auch eine Wiederkehr der Krystallisation der farbigen Gemengtheile stattfindet. Die älteren Generationen von Plagioklasen oder Amphibolen und Pyroxenen liegen dann einsprenglingsartig in einer feinkörnigen bis dichten Grundmasse von dioritischer, sehr oft quarzführender Zusammensetzung. Diese selbst kann wieder eine mehr oder weniger hypidiomorphe oder aber eine durchaus allotriomorphe Ausbildung der Gemengtheile zeigen. Im ersteren Falle ist sie gewiss das Product der in Folge der raschen Abkühlung beschleunigten Krystallisation des Gesteins, im letzteren drängt sich die Vermuthung und, sobald auch die Einsprenglinge mechanisch deformirt sind, wohl die Wahrscheinlichkeit einer secundären Entwicklung dieser Structur durch Gebirgsdruck auf. Eigentlich amorphe Grundmasse dürfte kaum jemals mit Sicherheit beobachtet worden sein. In solchen porphyrischen oder richtiger porphyritischen Facies der Diorite zeigen auch die Einsprenglinge gern gewisse Eigenthümlichkeiten. So pflegen die Amphibole in sonst bei den Dioriten ungewöhnlich schlanken Säulen zu krystallisiren; Augit, der dem Gestein sonst fehlt oder doch nur als Kern in den Amphibolen liegt, wird häufiger, bildet vollkommen idiomorphe kurze Säulen und wird gern von rhombischem Pyroxen begleitet. — Für diese porphyritische Facies liefert ganz besonders das Dioritvorkommen von Klausen gut beschriebene Beispiele; man kann sie in ähnlicher Weise an den Dioriten des Lac d'Aydat, manchen Vorkommnissen des Odenwaldes und Australiens, sowie an einigen Dioriten von Sumatra (Siloenkang) studiren.

Annäherungen an die den Diabasen eigenthümliche, oft als ophitisch bezeichnete Structur werden durch Abnahme der Feldspathe

und schmal leistenförmige Ausbildung derselben hervorgebracht. Dieselben sind offenbar recht selten. Vélain erwähnt eine solche Structur von einem Diorit der Salenga in Transbaikalien, dessen Amphibol braun ist.

Fluidale Structurformen, zumal mit paralleler Ordnung der Amphibole und Pyroxene, oft auch mit dünntafelförmiger Ausbildung der Feldspathe, sind keineswegs selten.

Die normalen Structurverhältnisse der Diorite werden sehr häufig durch eine Anzahl von Phänomenen verdeckt und unkenntlich gemacht, deren jedes einzelne nur im Zusammenhange mit allen andern seine richtige Beleuchtung erhält und seine Erklärung findet. Die Verbiegungen und Knickungen der Biotite und Amphibole, die undulöse Auslöschung der Plagioklase und Quarze, die Zerbrechung der Feldspathe an regellosen Klüften und die Verwerfungen ihrer Zwillingslamellen gegen einander, die Biegung der letzteren, ihre oft unverkennbare Abhängigkeit von Rissen und Sprüngen, auf denen Neubildungen sich absetzten, die randliche Zertrümmerung der Feldspathe und Quarze bis zu ihrer vollständigen Auflösung in regellose Körneraggregate, die Auswalzung der Glimmer und Amphibole — Alles das sind Erscheinungen, die in ihrer Gesammtheit nicht durch die den Bildungsact eines Gesteins beherrschenden Factoren eine Erklärung finden können. Sie weisen vielmehr auf mechanische Druckkräfte hin, denen das fertige Gestein unterworfen wurde, sie sind geodynamischen Ursprungs. In ihren ersten Anfängen lassen diese, im Grunde genommen zur Dynamometamorphose zu zählenden Verhältnisse die normale Structur ziemlich unverändert; in ihren letzten Wirkungen dagegen verwischen sie dieselbe mehr oder weniger vollkommen und setzen an ihre Stelle entweder die mechanisch-porphyrische Mörtelstructur oder die gneissartige Schieferstructur. Bei der ersteren bleiben grössere Kerne der ursprünglichen Gemengtheile erhalten und die durch ihre randliche Zertrümmerung gebildeten Aggregate der Grundmasse lassen keine Richtung in ihrer Anordnung erkennen. Bei der zweiten können grössere Kerne erhalten sein oder nicht; ihr Wesen liegt in der Parallelordnung der durch Zertrümmerung entstandenen Aggregate. Sie ist ein höherer Grad der Dynamometamorphose und hat wohl eine grössere Verschiebung im zertrümmerten Gestein zur Voraussetzung. So hochgradig veränderte Gesteine sind dann oft sehr schwer, wenn überhaupt von gewissen Gliedern der Gneissformation zu unterscheiden. — Beispiele für solche dynamometamorphe Structur-

änderungen in allen Stadien liefern die Dioritformation des Odenwaldes, der Tonalit, die Ehrsberger, die auvergnatischen und portugiesischen Vorkommnisse u. a. m. In sehr deutlicher, aber meist wenig intensiver Ausbildung lassen sich die Anfangsstadien dieser Veränderungen oft an den Banatiten und manchen Vogesendioriten studiren. — Salomon erkannte, dass der Tonalitgneiss Stache's eine an grosse Bruchlinien gebundene dynamometamorphe Facies des normalen Tonalit sei, und Howitt beschreibt ein typisches Beispiel randlicher Kataklase an einem Quarzglimmerdioritmassiv zwischen Mount Leinster und dem Limestone River und vom Frenchman Hill im District Omeo in Australien.

Contactmetamorphosen in und an den Dioritgesteinen.

Die endomorphen und exomorphen Contactphänomene der Diorite zeigen die grösste Ähnlichkeit mit denjenigen der Granite und der andern stockförmigen Tiefengesteine. Sehen wir von den Structuränderungen ab, so bleibt im Allgemeinen der mineralogische Bestand der Diorite unverändert bis an die Grenze der durchbrochenen Sedimente und eine stoffliche Beeinflussung des Eruptivgesteins ist jedenfalls eine seltene Ausnahme. Das Eruptivgestein und das Sediment setzen scharf an einander ab, auch da, wo sie bisweilen kammartig auf kurze Erstreckung in einander greifen. Howitt, dem wir wichtige Untersuchungen über die Contactwirkungen der Diorite von Swift's Creek und Noyang, Omeo, Victoria, verdanken, beobachtete an einigen Punkten der erstgenannten Localität, dass sich zwischen die Diorite und die zu Hornfels metamorphosirten Schiefer eine schmale Zone einschob, welche er als die Aplitzone bezeichnet. Dieselbe ist einerseits auf das Innigste mit dem Eruptivgestein verwachsen, ja z. Th. von ihr eingeschlossen, andererseits alternirt sie auf geringe Entfernungen mit den Hornfelsen. Sie hat wesentlich die Zusammensetzung eines plagioklas- und glimmerarmen Muscovitgranits. Trotz ihrer Ähnlichkeit mit Ganggraniten erklärte Howitt, dass die geologischen Verhältnisse ihn ihre Entstehung durch eine Umkrystallisation der Sedimente anzunehmen nöthigten. Bei wiederholter Untersuchung überzeugte er sich indessen (vergl. H. R. Über Structur und Classification der Eruptivgesteine. T. M. P. M. 1891. XII. 390), dass diese Aplitzone eine Grenzform der Quarzdiorite sei.

Auf diese folgt nach aussen eine Hornfelszone, deren Gesteine,

je nachdem sie aus Grauwackeschiefern und Sandsteinen, oder aus Thonschiefern entstanden, bald quarzreich, bald quarzfrei sind, in denen aber stets die für Hornfelse charakteristische Neubildung von chokoladebraunem Biotit und weissem Muscovit statthatte. Die chloritischen Mineralien der normalen Sedimente verschwinden mehr und mehr mit Zunahme des Biotits und Annäherung an den Diorit. Auch hier schiebt sich zwischen die eigentlichen Hornfelse und die unveränderten Schiefer eine Zone von Knotenschiefern ein. Feldspath ist nur selten in den Hornfelsen entwickelt und hat hier weniger Bedeutung, weil er wohl auch in den normalen Grauwackeschiefern vorhanden ist. — Die goldführenden Quarzgänge des Swift's Creek setzen an der Grenze der eruptiven Diorite und des Schiefergebirges auf; auch ihre Bildung und ihren Goldgehalt setzt Howitt auf Rechnung der Dioriteruptionen, so dass auch sie zu den Contactgebilden gehören würden, wie die Zinnerze der Granitcontactzonen. — Bei Noyang entwickeln sich die Schiefer in dem Dioritcontact ebenfalls zu normalen Hornfelsen.

Auf Blatt Darmstadt der geologischen Karte von Hessen sind nach Chelius die von ihm zum Grundgebirge gerechneten Schiefergesteine im Diorit-Contact zu gneissartigen Massen (Schiefergneissen) und Fleckschiefern (Fleckgneissen) umgewandelt worden. Darin finden sich Einlagerungen von Granatfels, Malakolithfels und Amphibolfels, d. h. Kalksilikathornfelse. Die Granatfelse enthalten in einem feinkörnigen Quarz-Feldspath-Aggregat Krystalle und Körner von Granat, die oft von einem Hofe groben körnigen Quarzes umgeben und gegen die Grundmasse abgeschieden sind — eine Thatsache, welche von Bedeutung für die Erklärung gewisser Ocellarstructuren im Grundgebirge ist. An die Stelle des Granat kann Epidot treten. — Kohlenreiche Schiefer erscheinen als Rutil- und Turmalin-führende Graphitschiefer; der Graphitquarzit von Chelius entspricht stofflich einem Theile des Blauquarz der Norweger und dürfte vielleicht umgewandelter Lydit sein. — Die Hornfelse sind typische Cordierithornfelse mit Andalusit, Sillimanit, Graphit, Feldspath, Turmalin, Biotit und Muscovit; grobkörnige und sehr cordieritreiche Abarten führen auch Anthophyllit. Die Biotit-reichen Varietäten zeigen die siebartige Durchwachsung des Biotit mit den farblosen Gemengtheilen. — Als Diabashornfelse werden gewisse Gesteine bezeichnet, welche aus Amphibol bestehen, der poikilitisch von Plagioklas durchwachsen ist, mit Quarz und Magnetit. — Diese Bildungen halte ich für gleichwerthig mit dem

Granatfels von der Hohen Waid bei Schriesheim und den früher als Gneisse aufgefassten Schieferhornfelsen des südlichen Odenwaldes zwischen dem Gorxheimer und dem Neckarthale, ganz besonders auch mit den Contactgesteinen bei Mittershausen. Dass die unveränderten Substrate dieser Contactbildungen zum rheinischen Schiefergebirge und nicht zum Grundgebirge zu stellen seien, dürfte heute auch von Chelius angenommen werden.

Dass die am Südfuss des Ré di Castello im Adamello-Stock den Tonalit umgebenden Sedimente eine normale Contactzone bilden dürften, habe ich schon in der 2. Auflage dieses Buches aus den Knotenschiefern und andalusitführenden Schieferhornfelsen am NW.-Ende des Lago d'Arno geschlossen, und Lepsius (Das westliche Südtyrol. Berlin 1878. S. 151) vermuthete, dass auch der Staurolith- und Andalusitgehalt der Glimmerschiefer des Val Valentino auf Rechnung des nahen Tonalit zu setzen sei. Später ist die Contactzone des Quarzphyllits und des Grödener Sandsteins am Tonalit von Salomon vorzüglich und im Einzelnen untersucht worden. Nach seinen Darstellungen hat sich an der Berührung des Tonalit mit den Gesteinen der Quarzphyllitgruppe zu innerst ein Cordieithornfels (er nennt ihn Cordierit-Contactfels) gebildet, der zur Hälfte oder mehr aus Cordierit mit viel Biotitscheiben (nicht Eiern, wie er sagt), daneben aus wechselnden Mengen von Biotit, Andalusit, Quarz, Sillimanit nebst etwas Ilmenit und Zirkon besteht. Durch den Wechsel in den relativen Mengen dieser Gemengtheile entstehen zahlreiche Abarten. Nur in vereinzelten Formen wurde auch Plagioklas, Granat, Korund und Spinell aufgefunden. Weiter nach aussen werden die Gesteine schiefrig und bestehen aus Feldspath, Quarz und Biotit nebst geringen Mengen von Muscovit und accessorischem Andalusit und Cordierit. Das entspräche den Knotenglimmerschiefern der normalen Contaçtzonen, mit resorbirten Knoten; er nennt sie Contactgneisse und Contactglimmerschiefer und nimmt an, dass die Gesteine des äusseren Contacthofes, der sich vom Val d'Avio bis zum Passo Gallinera hinzieht, wesentlich von Gneissen abstammen, die des inneren Contacthofes von hiervon verschiedenen, ihrem ursprünglichen Bestande nach nicht sicher bekannten Gesteinen. Auch setzt er eine stoffliche Beeinflussung der umgewandelten Gesteine vom Tonalit her in gewissem Umfange voraus. In lagenförmig, aus hornblendereichen, aus augitreichen und aus feldspathreichen Gemengen bestehenden Einschlüssen im Tonalit des Salarnothales und am Wege von Paspardo nach dem Lago

d'Arno enthalten nach Salomon die Hornblenden Glaseinschlüsse, ebenso wie der Pyroxen aus contactmetamorphen Kalken der Wengener Schichten von Usa und am Abhange des Cornone.

Auch Pelikan beschreibt vom Monte Doja solche Cordieritthornfelse, welche nach den Angaben von Suess auffallenderweise Platten im Triaskalk bilden würden. — Diese Cordierithornfelse des Adamellogebiets stimmen mit den schon früher von J. S. Diller beschriebenen typischen Andalusit- und Cordierithornfelsen im Contact von Thonschiefer mit Quarzdiorit bei Jakta-Kivy unfern Edremit in der Troas vollständig überein.

An dem kleinen Quarzglimmerdioritstock des Val Moja bei Edolo im Val Camonica sind nach Salomon die Quarzphyllite z. Th. in Knotenschiefer umgewandelt, deren Knoten aus Biotithäufchen (oft mit einem Ilmenitkern im Centrum) bestehen. Näher am Contact treten Schieferhornfelse mit etwas Andalusit auf, dessen Menge nach dem Diorit zu merklich anwächst. In einzelnen Lagen enthalten sie auch reichlich Korund.

Die Einwirkung des Adamello-Tonalits auf den Grödener Sandstein im Val Daone macht sich bis auf 2 km hin fühlbar. In den bald conglomeratischen, bald grobkörnigen, bald feinkörnigen bis dichten Sandsteinen und den eingeschalteten Thonschieferschichten finden sich, von den Geröllen des Quarzporphyr und der krystallinen Schiefer abgesehen, als Gemengtheile Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Muscovit, Biotit, Magnetit, Hämatit, Leukoxen, Turmalin, Zirkon, Rutil, Chlorit, Calcit, Braunspath und Limonit fast durchaus in allothigener Form und ein aus Quarz, Sericit, Chlorit (?) und amorpher Kieselsäure (?) bestehendes Cäment. Es sind also z. Th. Feldspathsandsteine und Grauwacken. Innerhalb der Contactzone bildet sich nun Magnetit in Krystallen, Biotit und Turmalin in Krystallen und Gruppen. Der Biotit zeigt sich gern in Kränzen um Quarzkörner. Das Cäment wird in der Tonalitnähe zu einem authigenen Gemenge von Quarz und Muscovit; die grösseren Körner von Quarz und Feldspath bleiben unverändert. Diese, in weiterer Entfernung von der Grenze nur mikroskopisch wahrnehmbaren Veränderungen werden näher am Contact auch makroskopisch erkennbar. Je nachdem nun Sandsteine oder Thonschiefer ursprünglich vorlagen, entstehen der jeweilig herrschenden Neubildung entsprechend Biotitsandsteine, Turmalinsandsteine, Magnetitsandsteine, die Salomon als Contactsandsteine zusammenfasst, selten Quarzite, oder es entwickeln sich aus den Thonschieferschichten fein-

körnige Schieferhornfelse, die er Contactglimmerschiefer und Contactgneisse nennt. — Es werden ferner fleckige Gesteine als feinkörnige Contact-Biotitschiefer beschrieben, deren Flecken aus hellgrünen, stark mit Quarz durchwachsenen Nadeln von grünem Amphibol und Epidot bestehen und fast stets von einer feinen Hülle von Biotit umkleidet sind. Diese Knoten werden aus ursprünglichen, Ca- und Mg-reichen Concretionen im Thonschiefer abgeleitet.

Überaus grossartig ist die Einwirkung, welche der Tonalit in einer 15 km langen Erstreckung auf die Triaskalke bis zu 1100 m von seiner Grenze hin erkennen lässt. Von dem Zellendolomit, einem Horizont zwischen Röth und Muschelkalk, bis zum Schlerndolomit ist jede Bank in einer besonderen Weise marmorisirt und z. Th. mit Silicatmassen imprägnirt. Auch hier ist der Übergang aus dem normalen Sediment in die am weitesten metamorphosirten Massen ein ganz allmählicher. So lässt sich z. B. die Breccienstructur des Zellendolomit stellenweise sehr deutlich noch in den Marmor hinein verfolgen, seine graue Farbe verliert sich allmählich in die blendend weisse des Contactkalks. Auch bei dem die Hauptmasse der Kalke bildenden, bis zu 500′ mächtigen Unteren Muschelkalk verschwindet die graue organische Färbung mehr und mehr bei Annäherung an den Tonalit. Die dichte Structur geht unter Verlust der Schichtung anfangs in eine feinkörnig krystalline über, die dann mehr und mehr einer grobkörnigen weicht. Die anfangs noch als Kalkspath erhaltenen Trochiten verschwinden und Silikatmassen stellen sich in unregelmässigen Lagen, Knauern und auf Klüften ein; darunter nennt Lepsius Quarz mit Turmalinnadeln, silberweissen Muscovit in grossen Tafeln und sechsseitigen Krystallen, Granat in farblosen und braunen Krystallen und als rothbraunen Granatfels, hellgrünes Epidotgestein, Fassait, schwarze Hornblende, Orthoklas, Vesuvian, Wollastonit und Pyrit. Dabei finden sich an gewissen Stellen unveränderte graue Kalksteinbänke dem Contactmarmor eingeschaltet. — Auch die Halobienschichten sind z. Th. in reinen Marmor umgewandelt, die Knollenkalke dieses Horizontes behalten stellenweise ihre Knollenstructur oder lassen dieselbe noch an Farbenverschiedenheiten erkennen. Die Knollen sind auch oft erfüllt mit undeutlich sich von einander absondernden Wollastonit-Sphärolithen, die Zwischenmasse ist dann wohl dunkler Kalkstein geblieben, der von zahllosen Hornblendenädelchen durchspickt ist, oder aber es hat eine reichlichere Bildung von Silikaten stattgefunden, unter denen Epidot und Granat am häufigsten vorkommen.

Spalten und Klüfte sind mit Quarz oder mit einem granitoiden Gemenge von Turmalin, Quarz, Orthoklas und Muscovit erfüllt. — Im Schlerndolomit beschränkt sich die Umwandlung auf Ausbildung eines gröber krystallinen Gefüges; Silikate sind nicht in demselben entwickelt.

Ganz ähnlich sind die Veränderungen, welche nach der Darstellung G. vom Rath's der Banatit in den Kreidekalken hervorgerufen hat, wo diese sich mit ihm berühren, von Apophysen desselben durchzogen oder in gewaltigen Massen von demselben eingeschlossen werden. Der Kalkstein ist bis auf bedeutende Entfernung von der Grenze in Marmor umgewandelt, wenngleich an einigen Stellen auch unveränderter Kreidekalk bis an den Banatit dicht herangeht. Durchzogen wird der Contactmarmor in unregelmässig schwarmartiger Vertheilung bei Orawitza und Cziklowa von Granat, Wollastonit und Vesuvian, oder er ist in derben Granatfels metamorphosirt. Dieser Granatfels bildet auch die Gangart der Banater Erze. — Von Dognacska bis an die Berzava ist ebenfalls der Banatit mit Kalkstein aufs innigste in Berührung und hat diesen zu Marmor und Granatfels mit grossstrahligem, schwärzlichgrünem Augit umgewandelt, dem bedeutende Massen von Magneteisenerz linsenförmig und in Klumpen beigemengt sind. Solchem Magneteisenerz ist auch in dünnen Schnürchen bei Moravitza der borhaltige Ludwigit eingesprengt. Als Analogie mit Australien sei erwähnt, dass der Banatitzug von Dognacska-Moravitza ganz ähnliche Imprägnationen einer etwas thonigen und feldspathigen, öfters kalkigen, meist eisenschüssigen Quarzmasse enthält, deren Spalten und Drusen Gold in Begleitung von Pyrit führen. Ähnliche Metamorphosen zeigen die Kalksteine bei Szaska und Neu-Moldowa.

Auch Becke beobachtete eine, wennschon nicht gewaltige, so doch deutliche Einwirkung der Rieserferner-Tonalite auf die durchbrochenen Schiefer. Diese bestehen der Hauptsache nach aus einem Gneissglimmerschiefer, der sich aus Oligoklas, Quarz, Biotit und Muscovit aufbaut. Auf dem Hauptbruch herrscht der Muscovit, auf dem Querbruch zeigt sich, dass er gegen jeden der andern Gemengtheile zurücksteht. Accessorisch sind Klinochlor, Granat, Turmalin, Apatit, Zirkon, Kies und Eisenglanz in hexagonalen Tafeln. Orthoklas fehlt vollständig; Quetschungen sind nur spurenweise vorhanden. Die Schieferstructur ist keine Kataklase, sondern die Folge der Krystallisation unter Druck. — In der Nähe des Tonalitstocks wird das Gestein mehr grobkörnig und gneissartig.

Der Biotit tritt in grossen Schuppen hervor und ist rein dunkelrothbraun, ohne einen Stich ins Grünliche, den er im unveränderten Gestein hat. Der Muscovit bildet grössere, quer zur Schieferung gestellte Blätter. Der Quarz überwiegt lagenweise und seine Körner sind dann durch Plagioklas verkittet; er zeigt Streckungserscheinungen und hat jene zarten Streifungen, die fast an Zwillingslamellirung erinnern; es sind schmale Lamellen von geringerer Licht- und Doppelbrechung, eine Folge von reihenweise geordneten Einschlüssen, die eine Verringerung der Quarzdicke bedingen. Diese Streifung läuft quer zur Streckung und der Streckung geht angenähert parallel die Hauptaxe des Quarzes. Plagioklas tritt hinter Quarz zurück und enthält rundliche Biotitscheiben. — Granat erscheint in einschlussreichen, erbsengrossen Körnern mit oft deutlicher Tendenz zur Entwicklung der Krystallform ∞O (110). — Turmalin bildet scharfe Prismen von brauner Farbe und seidenglänzende Überzüge auf der Schieferfläche. — Pseudomorphosen von Muscovit nach Disthen, vielleicht auch nach Cordierit, treten zumal in der nächsten Nähe des Tonalits auf. — Sillimanit ist weit verbreitet und ebenfalls bisweilen in Muscovit umgewandet. — Apatit, Zirkon, Rutil und Magnetkies sind spärlich. — Die Structur hat sich gleichfalls verändert. Nicht nur die Korngrösse ist gewachsen; auch das gezackte Ineinandergreifen der Gemengtheile ist verschwunden. Sie entwickeln geradlinig gegen einander absetzende, isometrische Durchschnitte (Pflasterstructur) und es stellen sich die centralgehäuften Einschlüsse der verschiedenen Gemengtheile in einander ein, die für Hornfelse so charakteristisch sind.

Quarziteinlagerungen im Gneiss im oberen Geltthal zeigen am Contact auf 5—20 cm mächtigen Bänken Überzüge von grobschuppigem Muscovit und enthalten neben Quarz etwas Oligoklas und wenig Orthoklas, sowie vereinzelte Muscovitblättchen, der auch Sillimanit einschliesst. Apatit, Zirkon und Titanit (?) sind spärlich nachzuweisen. Schichtenartig vertheilter Graphit in hexagonalen Blättchen bedingt eine Streifung des Gesteins.

Am Ausgange des Geltthals, an den Abhängen des Gatternocks, durchschwärmen zahlreiche Tonalitgänge den Gneiss und hier trifft man einen auffallenden Turmalinreichthum. Hier treten im Gneiss Lager von Amphiboliten auf, deren eines am „Sager“ im Reinthal bei deutlicher Schieferung schwach seidenglänzenden Hauptbruch zeigt und neben herrschender grüner Hornblende wenig Plagioklas, etwas Zoisit, sehr geringe Mengen eines lichtgrünen Amphibols

nebst linsenförmigen Gruppen von Titanitkörnchen um Erzpartikel enthält. Dieser Amphibolit führt Einlagerungen einer lichtgrünen, pyroxenreichen körnigen Masse mit linsenförmigen biotitreichen Partien. In losen Blöcken fanden sich ferner Gemenge aus colombinrothem Granat mit dunkelgrünem Pyroxen und oft reichlichem bläulichweissem Calcit; andere sind blassröthlich und haben Lagen von weissem faserigen Wollastonit. Alle diese Massen werden zum Kalksilikathornfels gerechnet. Ihr Hauptgemengtheil ist der licht- bis dunkelgrüne Pyroxen in länglichen Körnern mit Spaltbarkeit nach (110) und (001); bei der dunkelgrünen Varietät war $c : c = 47{,}5^0$, $2E = 104^0$ und $\varrho > v$, bei der hellgrünen $c : c = 44^0$. Danach könne er nicht in die Diopsid-Reihe gehören, sei aber auch, weil Thonerde fehlt, nicht zum Fassait zu stellen. Becke vergleicht diesen Pyroxen mit demjenigen aus dem Pyroxengneiss von Mühlfeld und vom Seyberer Berg im Waldviertel mit $c : c = 48{,}5^0$ und 46^0 und vermuthet darin eine besondere Pyroxenvarietät. Die Hornblende verwächst oft parallel mit diesem Pyroxen. Granat ist neben Pyroxen am häufigsten, Zoisit fast ebensoviel wie Pyroxen, Epidot spärlich, nur local sind Calcit, Quarz, Plagioklas. Zerrungserscheinungen finden sich bei biotitreichen Abarten. — Eine durch höheren Feldspathgehalt, grüne Hornblende und reichlichen blassrothbraunen idiomorphen Titanit (n und r im Gleichgewicht) charakterisirte Abart findet sich an der überhängenden Wand am Wege von Winkelbad zu den Reinbachfällen. Der Feldspath besteht aus basischem Andesin, mit einem Ca-reicheren Gliede der Reihe verwachsen, die Hornblende hat dunklere Centren und hellere Ränder; die Titanite liegen eingebettet in ein Gemenge von Quarz, Plagioklas und Zoisit, welches lagenweise die Hornblende enthält. Diese erscheint auf dem Hauptbruch in divergentstrahligen Massen, auf dem Querbruch in körnigen Streifen, an welche sich beiderseitig die Feldspath- und Zoisitkörner in divergentstrahliger Stellung anschliessen. Accessorisch sind Klinochlor, Biotit, Zirkon. — Becke weist darauf hin, dass diese Massen manche Analogien mit solchen haben, die Salomon als Contactamphibolgneiss und Contactpyroxenit aus dem Adamellogebiet beschreibt. Die zweifellosen, feinkörnigen Contactbildungen dieser Art rechnet er zu den Kalksilikathornfelsen und lässt ihnen diesen Namen; für die gröberkörnigen analogen Bildungen in der Formation der krystallinen Schiefer schlägt er den Namen Kalksilikatfels, beziehungsweise Kalksilikatschiefer vor. Zu diesen rechnet er dann die Augitgneisse des niederösterreichischen Wald-

viertels, die Malakolith- und Egeranfelse des Riesen- und Erzgebirges, viele Eklogite, den Allochroitfels von Blauda in Mähren und die grün- und braungefleckten Einlagerungen in der Schieferhülle des Kepernikgneisses der Sudeten. — Auf die Analogien der Kalksilikathornfelse mit gewissen Einlagerungen in den krystallinen Schiefern, die ich die Kalk- und Magnesia-Reihe nannte, machte ich L. J. 1889. II. 93 sqq. aufmerksam und möchte hier darauf hinweisen, wie genau die von Becke beschriebenen Structuren sich z. Th. bei gewissen von kalkreichen Schalsteintuffen abzuleitenden Gebilden in der Contactzone von Meissen und bei Gliedern des dynamometamorphen Silurs der Halbinsel Bergen wiederfinden.

Als ein Beispiel für randliche Erzführung in dioritischen Gesteinen sei auf die Beschreibung des Contactes der Quarzglimmerdiorite von Sudbury in Canada durch von Foullon hingewiesen. Dieselben stehen in Verbindung mit den Nickelerzen und zeigen Abarten, die zu den Quarzhypersthendioriten und zu reinen hornblendefreien Quarzglimmerdioriten gehören. Ein randlich hoher Quarzgehalt im Gegensatz zu der Quarzarmuth der centralen Theile der Eruptivmasse wird aus dem durchbrochenen Quarzit abgeleitet, ohne zu entscheiden, ob diese Aufnahme nur mechanisch oder auch chemisch war. An dem unmittelbaren Contact sind Diorit und Quarzit geradezu gemengt, indem Hornblende, Glimmer und Feldspath in der gegebenen Reihenfolge reichlich, Granat gelegentlich im Quarzit eingestreut erscheinen und auch die Erze bis 50 cm weit darin einwandern. An andern Stellen ist der Contact schärfer und stellt sich als eine aus Kiesen, Quarz und Augit gemengte Erzschnur dar. — Gelegentlich wird der Quarzit am Contact dunkelgefärbt durch reichlichen Biotit und verliert seinen ursprünglichen Gehalt an Carbonaten. Durchweg nimmt er ein glasiges Aussehen an. — Wo der Diorit sich mit granitischem Gneiss berührt, sind die blaugrüne Hornblende und die Erze auch in diesen eingewandert und der Gneiss sieht, vielleicht durch „Frittung" der Feldspathe, felsitisch aus.

Nach Matthew hat der „Granitdiorit" von St. John, New Brunswick, den Gabbro durchbrochen, umhüllt grosse Stücke desselben und sendet Apophysen in denselben hinein, die basischer sind als die Haupteruptivmasse, welche im Contact mit dem Gabbro allotriomorphkörnige Structur annimmt. Im Gabbro tritt bis auf 180 Fuss Entfernung von der Grenze Hornblende an die Stelle des Diallags. Der laurentische Kalk wird am Contact mit dem

Diorit grobkörnig, füllt sich mit Granat und geht stellenweise in Kalksilikathornfels über. Zwischen Kalk und Diorit schiebt sich gelegentlich eine dünne Bank von Pyroxengneiss und ein schmales Pegmatitband ein, in welchem grosse Krystalle eines grünen, rostig verwitternden Pyroxens in einem granophyrischen Gemenge von Quarz, Orthoklas und Mikroklin liegen.

Brögger glaubt nachweisen zu können, dass seine Olivingabbrodiabase, d. h. Essexite, wenn auch der Art nach die gleichen Contactzonen, wie andere Tiefengesteine, so doch in etwas anderer Modification haben. In den Schieferhornfelsen der Ogygia-Schieferthone entwickeln sie Hypersthen, während dieses Mineral am Contact der Ogygiaschiefer mit den Quarzsyeniten (Nordmarkiten) sich nicht findet. — Schon vor Jahren fand ich Hypersthenhornfelse in dünnlagenförmigem Wechsel mit normalen Hornfelsen unter den mir von Herrn Sears übersandten Proben von Gesteinen aus der Gegend von Salem und berichtete darüber an den freundlichen Geber. Ob diese Hornfelse aus dem Essexitcontact stammen, ist mir unbekannt.

Der „Dolerit" von Rongstock hat die Baculitenmergel der Kreide in epidotreichen Kalksilikathornfels umgewandelt.

Eine durchaus andere Kategorie von Contactphänomenen zeigt der durch seine weitgehende Differenzirung in chemisch und mineralogisch sehr verschiedene Facies, sowie durch seine structurelle Mannichfaltigkeit interessante Quarzglimmerdiorit von Klausen. Obwohl auch hier zumal in den phyllitischen Zwischenschichten der Quarzphyllitformation gelegentlich in unbedeutender Ausdehnung eine echte Hornfelsbildung mit Quarz, Biotit, Muscovit und Andalusit in überaus feinkörnigem Gewebe stattfindet, so beschränkt sich doch im Allgemeinen die Contactwirkung auf schlierenförmige oder knauerartige Anhäufungen sonst weder im Sediment, noch im Eruptivgestein auftretender Mineralien in geringer Entfernung von der Grenze sowohl im Diorit, wie in den Schichtgebilden. Diese Mineralien sind Turmalin, Pleonast, Korund, Andalusit, Biotit, Feldspath, Zirkon, Granat, Rutil, Titaneisenglimmer, ein farbloser Spinell und einige andere, noch nicht sicher bestimmte Substanzen. Das verbreitetste und allein schon mit blossem Auge wahrnehmbare dieser Mineralien ist der Turmalin. Die Combination dieser Substanzen ergiebt sich am besten aus folgenden Beispielen. — In einem glimmerarmen, gebänderten Phyllitgneiss von Seeben, über dessen Schichtenköpfen der Diorit ruht, treten schwarmartig schmalere und mächtigere Linsen und Knollen eines schwarzen Schiefergesteins

auf, welches das Aussehen hornfelsartig veränderter Thonschiefer hat. Dieselben bestehen aus einem fein mikroskopischen Aggregat von grün durchsichtigem (Pleonast) und wenig fast farblosem Spinell in Oktaëdern und Körnern, opakem Ilmenit mit randlich angesetztem Rutil oder Biotit, die auch selbständig auftreten, farblosen oder flockig blau gefärbten Korundkrystallen und spärlichen Zirkonen; alle diese Mineralien liegen in einer farblosen Grundmasse, welche von langsäulenförmigen, nur selten den gewohnten Pleochroismus zeigenden Andalusitindividuen und einem zweiten farblosen Mineral gebildet wird, das in unregelmässig begrenzten, eine deutliche Spaltbarkeit und faserige Zersetzung zeigenden Durchschnitten auftritt. Teller und v. John möchten an der Feldspathnatur dieser Substanz wegen ihrer geringen Doppelbrechung zweifeln. — Ganz dieselben Mineralmassen finden sich an andern Stellen im Diorit selbst, so z. B. auf dem Seebenkamm, wo an der Grenze von Diorit und Gneiss überdies, gegen den ersteren scharf abgegrenzt, in den zweiten mehr verfliessend, dieselbe Mineralassociation mit wohl erkennbaren gestreiften Feldspathen selbständig erscheint. — Im unteren Vildarthale berührt sich der Diorit mit einem Feldstein genannten, glimmerarmen Muscovitgneiss der Phyllitformation. Die Grenze beider Gesteine wird sehr deutlich durch eine Reibungsbreccie bezeichnet, welche aus Fragmenten der Feldsteine und Phyllite besteht, die durch eruptives Material verkittet werden. Feldstein und Breccie werden reichlich von Turmalin durchschwärmt und von Gangtrümern und Apophysen des Diorits durchsetzt. An dieser Berührungszone des Feldsteins mit dem Diorit sind auf sehr geringe Entfernung von dem Diorit hin grünlich graue, anscheinend dichte Gesteine verbreitet, die wesentlich aus Andalusit mit Korund, Spinell, Turmalin, Titaneisen und Biotit bestehen und welche man, trotzdem aus dem Mineralbestande des Feldsteins nichts erhalten blieb, auf diesen als das den metamorphen Bildungen zu Grunde liegende Substrat beziehen muss. — Ebenso zeigen sich die Gneisse an der Südwestgrenze der Dioritmasse im hinteren Vildarthale bis auf 2 m Entfernung vom Diorit bedeutend beeinflusst. Sie bestehen aus einem zierlichen Wechsel von schmalen hellen und dunkleren, zierlich gefältelten Lamellen, von denen die hellen eine normale Gneisszusammensetzung zeigen, während die dunklen sehr reich an Spinell sind und überdies Turmalin, Granat und Zirkon führen.

Die Contactphänomene an der Peripherie der Klausener Diorite

können demnach nicht wohl vorwiegend als molekulare Umlagerungsvorgänge im stofflichen Bestande des Schichtgesteins aufgefasst werden; die Contactmineralien erscheinen vielmehr z. Th. als Imprägnationen (die spinellreichen Schlieren im Gneiss und Diorit), z. Th. als drusige Hohlraumausfüllungen (Turmalin). Das ist analog der Topas-, Turmalin- und Cassiteritbildung im Granitcontact. Sowohl die Häufigkeit des Turmalins und des Spinells, für dessen Genese Stelzner's Untersuchungen an den Zinkmuffeln die schönste Analogie bieten, sowie die auffallende Intensität des Vorgangs in der Reibungsbreccie, die örtliche Abhängigkeit des Vorgangs von Spalten und endlich die gleichmässige Entwicklung der Contactmineralien im Schicht- und Eruptivgestein deuten auf Sublimationsprocesse als die Ursachen des Phänomens.

Der Freundlichkeit des zu früh abberufenen Geo. Williams in Baltimore verdanke ich einschlussartige Massen aus den Dioriten der Cortlandt Series am Hudson, die ähnlich wie die dunklen Schlieren im Klausener Diorit aus Spinell, Granat und Sillimanit nebst Eisenerzen und, wie es scheint, sehr vereinzelten Korunden bestehen. Er hat dieselben eingehend in den zu Häupten dieses Capitels citirten Arbeiten beschrieben. Derselben geschieht weiter unten in dem Capitel über die Gabbrogesteine fernere Erwähnung.

I. e. Die Familie der Gabbrogesteine.

Literatur.

Frank D. Adams, Notes on the microscopic structure of some rocks of the Quebec group. Appendix to the Annual Report of the Canadian geological Survey for 1882.

— Über das Norian oder Ober-Laurentian von Canada. L. J. B.-B. VIII. 419. 1893.

Fr. D. Adams and A. C. Lawson, On some Canadian rocks containing scapolite with a few notes on some rocks associated with the apatite deposits. Canadian Record of Sc. 1888. 185.

Sam. Allport, On the microscopic structure and composition of British Carboniferous Dolerites. Quart. Journ. geol. Soc. 1874. XXX. No. 120. 557.

E. Artini, Apunti petrografici sopra alcune roccie italiane. Rend. R. Istituto Lombardo. 1891 (2.) XXV. fass. 18—19.

Ch. Barrois, Sur un filon de gabbro, falaise de la Mort Anglaise (Finistère). Bull. Soc. géol. Fr. (3.) VI. 1878. 178.

W. S. Bayley, A fibrous intergrowth of augite and plagioclase, resembling a reaction rim, in a Minnesota gabbro. Amer. Journ. 1892. XLIII. 515.

— The eruptive and sedimentary rocks of Pigeon Point, Minnesota, and their contact phenomena. U. S. geol. Survey. Bull. No. 109. Washington 1893.

— The basic massive rocks of the Lake Superior Region. Journal of Geology. I. No. 5. 433. No. 5. 488. No. 7. 688. vol. II. 815. vol. IV. 1. Chicago 1893—1895.

Friedr. Becke, Gesteine der Halbinsel Chalcidice. T. M. P. M. 1878. I. 242—274.

— Die Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels. T. M. P. M. 1882. IV. 352—365.

— Eruptivgesteine aus der Gneissformation des österreichischen Waldviertels, T. M. P. M. 1882. V. 147—173.

H. Behrens, Beiträge zur Petrographie des Indischen Archipels. Amsterdam 1880.

A. Bergeat, Zur Geologie der massigen Gesteine der Insel Cypern. T. M. P. M. 1892. XII. 263.

J. Bergeron, Sur l'hypérite d'Arvieu (Aveyron). C. R. 25 juillet 1887. LV. 247.

— Etude géologique du Massif ancien situé au sud du plateau central. Paris 1889.

Fr. Berwerth, Felsarten aus der Gegend von Rosignano und Castellina maritima, südlich von Pisa. T. M. M. 1876. 235—240.

J. F. Blake, Report of Committee appointed to investigate the microscopic structure of the older rocks of Anglesey. British Assoc. Bath Meeting. 1888.

T. G. Bonney, On the Serpentine and associated rocks of the Lizard district. Q. J. g. S. 1877. No. 132. XXXIII. 884—928.

— On the Serpentine and associated igneous rocks of the Ayrshire coast. Q. J. g. S. 1878. No. 136. XXXIV. 769—786.

— On some specimens of Gabbro from the Pennine Alps. M. M. 1878. No. 8. 15.

— Notes on some Ligurian and Tuscan serpentines. Geol. Mag. 1879. (2.) VI. No. 182. 362—370.

— On bastite-serpentine and troktolite in Aberdeenshire. Geol. Mag. (3.) II. Octob. 1885. 439.

— On bastite-serpentine and troktolite in Aberdeenshire with a note on the rock of the Black Dog. Geol. Mag. Dec. III. vol. II. 1885. No. 256. 439—448.

— Petrological notes on the Euphotide or saussurite-smaragdite gabbro of the Saasthal. Phil. Mag. 1892. 238.

T. G. Bonney and Mac Mahon, Results of an examination of the crystalline rocks of the Lizard District. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 464.

W. C. Brögger, Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Leipzig 1890.

— The basic eruptive rocks of Gran. Q. J. G. S. 1894. L. 15.

W. C. Brögger und H. Bäckström, Om forekomsten af „Klotgranit" i Vasastaden. Stockholm. G. F. i St. F. 1887. IX. 307.

L. Busatti, Alcune rocce delle pendici nord-occidentali della Sila (Calabria). Soc. tosc. Sc. nat. Proc. verb. Pisa. 5 Marzo 1893.

Capellini, Inclusioni di apatite nella roccia di Monte Cavaloro. Rendiconti dell' Accademia delle Scienze dell' Istituto di Bologna. 28 Marzo 1878.

A. Cathrein, Über Wildschönauer Gabbro. T. M. P. M. 1885. VIII. 189—194.

C. Chelius, Die Diallaggesteine des Frankensteins und seiner Umgebung. Notizblatt des Ver. f. Erdkunde. Darmstadt. 4. Folge. Heft V. 1885. 24—29.

— Erläuterungen zu Blatt Rossdorf und Darmstadt der geolog. Karte des Grossherzogthums Hessen. Darmstadt 1886 u. 1891.

C. Chelius und Chr. Vogel, Erläuterungen zu Blatt Gross-Umstadt der geolog. Karte des Grossherzogthums Hessen. Darmstadt 1894.

Fr. D. Chester, The gabbros and associated rocks in Delaware. U. S. geol. Survey. Bull. No. 59. 1890.

C. Chewings, Beiträge zur Kenntniss der Geologie Süd- und Central-Australiens nebst einer Übersicht des Lake-Eyre-Beckens und seiner Randgebirge. Heidelberg 1894.

K. de Chrustschoff, Note pour servir à l'étude lithologique de la Volhynie. Bull. Soc. min. Fr. 1886. IX. 250.

— Notice sur une hypérite (caillou erratique provenant) de l'île de Seeland en Danemarc. Ibid. IX. 258.

— Beiträge zur Petrographie Volhyniens und Russlands. T. M. P. M. 1888. IX. 470.

Em. Cohen, Erläuternde Bemerkungen zu der Routenkarte einer Reise von Lydenburg nach den Goldfeldern und von Lydenburg nach der Delagoa-Bay im südöstlichen Afrika. Friedrichsen's II. Jahresbericht der geographischen Gesellschaft in Hamburg. 1875. 49.

Em. Cohen, Das labradoritführende Gestein der Küste von Labrador. L. J. 1885. I. 183—185.

L. Cossa, Sulla diabase peridotifera di Mosso nel Biellese. Atti R. Accad. Lincei. 1878. (3.) II.

— Sulla eufotide dell' Isola d'Elba. Mem. Accad. Linc. (3.) V. 1880.

— Sulla massa serpentinosa di Monte Ferrato, Prato. Boll. Com. geol. Ital. Roma. 1881. No. 5 u. 6.

P. H. Dahms, Über einige Eruptivgesteine aus Transvaal in Südafrika. L. J. B.-B. VII. 1890. 90.

K. Dalmer und E. Dathe, Erläuterungen zu Section Rosswein-Nossen der geolog. Karte von Sachsen. Leipzig 1887.

E. Dathe, Erläuterungen zu Section Waldheim der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1879.

A. Des Cloizeaux, Sur la classification des roches dites hypérites et euphotides. Bull. soc. géol. Fr. (2.) XXI. 105—109. 1864.

Q. E. Dickerman and M. E. Wadsworth, An olivine-bearing diabase from St. George, Me. Proceed. Boston Soc. nat. hist. 16. Jan. 1884. 28.

L. Duparc et A. Delebecque, Sur les gabbros et les amphibolites du Massif de Belledonne. C. R. 19 mars 1894.

Fr. Eichstädt, Hyperit och gabbro på Kartbladet „Linderöd" i Skaane. G. F. i Stockholm F. 1887. IX. No. 112. 462.

— Pyroxen- och amfibolförande bergarter från mellersta och östra Småland. Bihang till K. Svenska Vet.-Akad. Handl. 1887. XI. No. 14.

W. F. Ferrier, Notes on the microscopical character of some rocks from the Counties of Quebec and Montmorency, collected by Mr. A. P. Low. Geol. Survey of Canada. Annual Report. 1890—1891. Vol. V.

H. von Foullon, Über Gesteine und Minerale von der Insel Rhodus. S. W. A. 1891. C. Abth. I. 144.

— Über einige Nickelerzvorkommen. Jahrb. k. k. geol. R. 1892. XLIII. 228.

H. Frey, Zur Heimathbestimmung der Nagelfluh. Bern 1892.

A. Geikie, The history of volcanic action during the tertiary period in the British Isles. Trans. Roy. Soc. Edinburgh. XXXV. 1888.

— On the relations of the basic and acid rocks of the tertiary volcanic series of the Inner Hebrides. Q. J. G. S. 1894. L. 212.

Arch. Geikie and J. J. H. Teall, On the banded structure of some tertiary gabbros in the Isle of Skye. Q. J. G. S. 1894. L. 645.

G. Gianotti, Apunti petrografici sopra alcune roccie del Piano del Re (Monte Viso), alta valle del Po. Giorn. di min., crist. e petr. IV. 2. 1893.

F. Graeff und R. Brauns, Zur Kenntniss des Vorkommens körniger Eruptivgesteine bei Cingolina in den Euganäen bei Padua. L. J. 1893. I. 122.

Ul. S. Grant, Note on quartzbearing gabbro in Maryland. Johns Hopkin's Univ. Circ. No. 103. Febr. 1893.

G. Gürich, Beiträge zur Geologie von Westafrika. Z. D. G. G. 1887. XXXIX. 108.

Hjalmar Gylling, Zur mikroskopischen Physiographie finnischer Eruptivgesteine. Helsingfors 1880.

R. Hagge, Mikroskopische Untersuchungen über Gabbro und verwandte Gesteine. Kiel 1871.

Marshall Hall, On rocks from the Saasthal and Geneva. Proceed. of the Ge
logists' Association. XI. No. 4. 179. 1889.
Alfr. Harker, On the eruptive rocks in the neighbourhood of Sarn. Caernarvonshi
Q. J. G. S. 1888. XLIV. No. 175. 442.
— On various crystalline rocks. Geol. Mag. (3.) VIII. 169. 1891.
— Carrock Fell; a study in the variation of igneous rockmasses. Part I. T
Gabbro. Q. J. G. S. 1894. L. 311.
Fr. H. Hatch, Über den Gabbro aus der Wildschönau in Tyrol und die a
ihm hervorgehenden schiefrigen Gesteine. T. M. P. M. 1885. VII. 75—8
— Notes on the petrographical characters of some rocks collected at Madagasc
by the Rev. Baron. Q. J. G. S. 1889. XLV. No. 178. 340.
G. W. Hawes, Mineralogy and lithology of New Hampshire. Concord 1878. 165—17
A. Heim, Die Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Mit einem Anhang v
petrographischen Beiträgen von C. Schmidt. Beiträge zur geolog. Karte d
Schweiz. Lief. 25. Bern 1891.
J. Heinemann, Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel 1879.
Amund Helland, Mikroskopisk undersögelse af en del bergarter i det nordli
Norge. Tromsoe Museum Aarshefte. 1878.
J. E. Hibsch, Beiträge zur Geologie des böhmischen Mittelgebirges. T. M. P.
1894. XIV. 95.
Wm. H. Hobbs, On the rocks occurring in the neighbourhood of Ilchester, Howa
Cty., Md. The Johns Hopkin's Univ. Circul. No. 65. April 1888.
— Some metamorphosed eruptives in the crystalline schists of Maryland. Tra
Wisconsin Acad. VIII. 155. 1890.
C. H. Homan. Selbu. Norges geol. Undersögelse. Kristiania 1890.
S. A. Hougland, Bergartgange ved Sand i Ryfylke mit Nachtrag von H. Reusc
Norges geol. Undersögelse. Aarbog for 1891. Kristiania. 33.
Hyades, Géologie du Cap Horn. Paris 1887.
R. D. Irving, The copper-bearing rocks of Lake Superior. U. S. geol. Surv
Mongraphs V. Washington. 1883 und 3rd Annual Report. Washington 188
93. 194.
— On the paramorphic origin of the Hornblende in the crystalline rocks
the northwestern States. Amer. Journ. 1883. XXVI. No. 151. 24.
K. Jimbo, Explanatory text to the geological map of Hokkaido. Tokyo 1890.
— General geological sketch of Hokkaido with special reference to the petr
graphy. Hokkaido 1892.
C. von John, Über krystallinische Gesteine Bosniens und der Herzegowin
Wien 1880.
— Olivingabbro von Szarvaskö. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1885. 317.
— Über die Gesteine des Eruptivstocks von Jablanica an der Narenta. Jahrb.
k. k. geol. R. 1888. XXXVIII. 343 (cf. Bittner ibid. 321).
J. W. Judd, On the tertiary and older peridotites of Scotland. Q. J. G. S. 1885.
XLI. No. 163. 354. 418.
— On the processes by which a plagioclase felspar is converted into a scapolite.
Min. Mag. 1889. VIII. No. 39. 186.
— On inclusions of tertiary granite in the gabbro of the Cuillin Hills, Skye;
and on the products resulting from the partial fusion of the acid by the
basic rock. Q. J. G. S. 1893. XLIX. 175.

J. F. Kemp, Great shear zone near Avalanche Lake in the Adirondacks. Amer. Journ. 1892. XLIV. 109.
— On an occurrence of gabbro (norite), near Van Artsdalen's Quarry, Bucks County, Pennsylvania. Trans. N. Y. Acad. Sc. 1893. XII. 71.
— Gabbros on the western shore of Lake Champlain. Bull. geol. Soc. Am. 1894. V. 213.
Th. Kjerulf, Beskrivelse af en raekke norske bergarter. Christiania 1892.
F. Klockmann, Charakteristische Diabas- und Gabbrotypen unter den norddeutschen Diluvialgeschieben. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. f. 1885. Berlin 1886. 322.
J. H. Kloos, Studien im Granitgebiet des südlichen Schwarzwaldes. L. J. B.-B. III. 1—66. 1884.
A. Koch, Olivingabbro aus der Fruska Gora. Verhdlg. k. k. geol. Reichsanst. 1876. X. 235.
A. Lacroix, Etude minéralogique du gabbro à anorthite de St. Clément (Puy-de-Dôme). Bull. Soc. min. Fr. 1886. IX. 46—51.
— Etude pétrographique d'un gabbro à olivine de la Loire-Inférieure. C. R. 21 mars 1887.
— Contributions à l'étude des gneiss à pyroxène et des roches à wernérite. Bull. Soc. min. Fr. 1889. XII. 224.
— Sur la transformation des feldspaths en dipyre. Bull. Soc. min. Fr. 1891. XIV. 16.
H. O. Lang, Erratische Gesteine aus dem Herzogthum Bremen. Aus: Abhandl. herausgeg. v. d. naturw. Ver. zu Bremen. Göttingen 1879. 121—135.
— Ein Beitrag zur Kenntniss norwegischen Gabbros. Z. D. G. G. 1879. XXXI. 484—503.
A. v. Lasaulx, Über die Eruptivgesteine des Vicentinischen. Z. D. G. G. 1873. XXV. 335—337.
— Olivingabbro von Sörgsdorf in Österreichisch-Schlesien. L. J. 1878. 837—839.
— Olivingabbro von den Carlingford Mts., N. von Dundalk. T. M. P. M. 1878. 426—433.
A. C. Lawson, Report on the geology of Rainy Lake Region. Geol. Survey of Canada. Annual Report 1887. Montreal 1888.
— The anorthosytes of the Minnesota Coast of Lake Superior. Geol. and nat. hist. Survey of Minnesota. Bull. No. 8. Minneapolis 1893.
Joh. Lehmann, Untersuchungen über die Entstehung der altkrystallinen Schiefergesteine etc. Bonn 1884.
H. Lenk, Über Gesteine aus Deutsch-Ostafrika. Aus Baumann, Durch Massailand zur Nilquelle. 1894.
O. Lenz, Gabbro von der Westküste Afrikas. Verhdlg. k. k. geol. R. 1878. 52.
Th. Liebisch, Die in Form von Diluvialgeschieben in Schlesien vorkommenden massigen nordischen Gesteine. Breslau 1874.
G. Linck, Über Hercynit aus dem Veltlin. S. B. A. 1893. VI. 47.
B. Lotti, Descrizione geologica dell' Isola d'Elba. Roma 1886.
J. Macpherson, Descripcion de algunas rocas que se encuentran en la Serrania de Ronda. Madrid 1877.
— Estudio geolog. y petrograf. del Norte de la prov. de Sevilla. Madrid 1879.
— Etude sur les roches éruptives recueillies par M. Choffat dans les affleurements secondaires au Sud du Sado. Lisboa 1887.

A. Martin, Untersuchungen eines Olivingabbros aus der Gegend von Harzburg. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1889. Berlin 1892. 129.

W. D. Matthew, The intrusive rocks of near St. John, New Brunswick. Trans. N. Y. Acad. Sc. 1894. XIII. 185.

— The effusive and dyke rocks near St. John, New Brunswick. Ibidem. 1895. XIV. 187.

P. Michael, Über die Saussurit-Gabbros des Fichtelgebirges. L. J. 1888. I. 32.

A. Michel-Lévy et Bergeron, Etude géologique de la Serrania de Ronda. Mém. prés. par div. sav. Paris 1889. XXX. 205.

H. Möhl, Die Eruptivgesteine Norwegens. Christiania 1879.

G. A. F. Molengraaff, Beitrag zur Geologie der Umgegend der Goldfelder auf dem Hoogeveld in der südafrikanischen Republik. L. J. B.-B. IX. 1894. 174.

M. Neef, Über seltenere krystallinische Diluvialgeschiebe der Mark. Z. D. G. G. 1882. XXXIV. 462—499.

Jul. Niedzwiedzki, Über Gesteine von der Insel Samothrake. T. M. M. 1875. 107.

E. W. Öberg, Kemisk och mineralogisk undersökning af Eukrit från Rådmansön i Upland. Upsala 1872.

W. Petersson, Om Routivare jernmalmsfält i Norbottens län. G. F. i Stockholm Förhdl. 1893. XV. 45.

A. Philippson, Mikroskopische Untersuchungen einer Reihe norwegischer Gesteine aus der Umgegend von Tromsoe und den Lofoten. Sitzungsber. d. niederrhein. Ges. Bonn. 6. VIII. 1883.

Alex. B. Popovich, Über Gabbro-Gesteine aus der Frusca Gora. Verhdlgn. k. k. geol. Reichsanst. 1876. 312—314.

G. Primics, Zur petrographischen Kenntniss von Bosnien. F. K. 1881. XI. 195—199.

W. Ramsay, Om Hoglands geologiska byggnad. G. F. i St. F. 1890. XII. 471.

— Beskrifning till Kartbladen Hogland och Tytärsaari. Helsingfors 1891.

Gerh. vom Rath, Olivinführender Gabbro vom Monzoni Z. D. G. G. 1875. XXVII. 369—372.

A. Renard, Notice sur les roches de l'île de l'Ascension. Bull. Musée Roy. d'hist. nat. de Belgique 1887. V. 5.

J. W. Retgers, Mikroskopisch onderzoek eener verzameling gesteenten uit de afdeeling Martapoera zuider- en ooster afdeeling van Borneo. Jaarb. Mijnw. Oost-Indië. 1891. XX.

H. H. Reusch, Syenit und Olivingabbro im centralen Theil der Euganäen. L. J. 1884. II. 140.

— Bommelöen och Karmöen geologisk beskrevne. Kristiania 1888.

— Geologiske jakttagelse fra Trondhjems Stift. Christiania Vid. Selsk. Förhdl. 1890. No. 7.

— Mellem Bygdin og Bang. Norges geol. unders. Aarbog for 1892 og 1893. Christiania 1894. No. 14. 15.

J. Romberg, Petrographische Untersuchungen an Diorit-, Gabbro- und Amphibolitgesteinen aus dem Gebiete der argentinischen Republik. Inaug.-Diss. Berlin 1894 (L. J. 1894. B.-B. IX. 293).

Gust. Rose, Über die Gabbro-Formation von Neurode in Schlesien. Z. D. G. G. 1867. XIX. 270.

H. Rosenbusch, Die Gesteinsarten von Ekersund. Nyt Mag. f. Naturvid. XVII. 4. 1862. Christiania.

J. Roth, Über den Zobtenit. M. B. A. 1887. XXXII. 611—630.
F. Rutley, On the rocks of the Malvern Hils. Q. J. G. S. 1887. XLIII. 481.
— On a specimen of banded serpentine from the Lizard, Cornwall. Trans. Roy. Geol. Soc. Cornwall 1889.
R. Sachsse, Über den Feldspathgemengtheil des Flasergabbros von Rosswein i. S. Ber. d. naturf. Ges. zu Leipzig. 1883. 101—103.
M. Schuster, Mikroskopische Beobachtungen an californischen Gesteinen. L. J. B.-B. V. 1887. 451.
J. H. Sears, Elaeolite-Zircon-Syenites and associated granitic rocks in the vicinity of Salem., Essex Co., Mass. Bull. Essex Institute. XXIII. Essex 1891.
J. J. Sederholm, Beskrifning till Kartbladet Tammela. Helsingfors 1890.
A. Sjögren, Ett par gabbroarter från Jötunfjällen i Norge. G. F. i St. Förhdl. 1883. VI. No. 79. 370.
Hj. Sjögren, Om de norska apatitförekomsterna och sannolikheten att anträffa apatit i Sverige. G. F. i St. Förhdl. 1883. VI. No. 81. 447.
— En ny jernmalmstyp representerad af Routivare malmberg. Ibidem. 1893. XV. 55.
— Ytterligare om Routivare jernmalm. Ibidem 1893. XV. 140.
— Nya bidrag till Sulitelma-Kisernas geologi. Ibidem. 1895. XVII. 189.
C. H. Smyth jr., A group of diabase dykes among the Thousand Islands. St. Lawrence River. Trans. N. Y. Acad. Sc. 1894. XIII. 209.
— On gabbros in the southwestern Adirondack region. Amer. Journ. 1894. XLVIII. 54.
— Crystalline limestone and associated rocks of the northwestern Adirondack region. Bull. geol. Soc. of America. VI. 263. Rochester 1895.
W. J. Sollas, On the volcanic district of Carlingford and Slieve Gullion. Part I. On the relations of the granite to the gabbro at Barnavave, Carlingford. Trans. Roy. Irish Acad. 1894. XXX. 477.
C. de Stefani, Le rocce eruttive dell' Eocene Superiore nell' Appennino. Boll. Soc. geol. Ital. VIII. No. 2. 1889.
Alfr. Stelzner, Untersuchungen im Gebiete des sächsischen Granulitgebirges L. J. 1871. 244.
Aug. Streng, Über die krystallinischen Gesteine von Minnesota in Nordamerika. L. J. 1877. 113—138.
E. Svedmark, Gabbron paa Radmansö och angränsande trakter af Roslagen. G. F. i Stockh. Förhdl. VII. No. 98. XIII. No. 101 och 102. 1886.
— Pyroxen- och amfibolförande bergarter inom sydvestre Sveriges urberg. Ibidem. 1888. X. 345.
W. Tarassenko, Über den Labradorfels von Kamenny Brod. Abhandl. d. naturwiss. Ges. Kiew. 1886. — L. J. 1886. II. 245.
J. J. H. Teall, The metamorphosis of the Lizard gabbros. Geol. Mag. Nov. 1886. (3.) III. No. 269. 481.
— On the origin of certain banded gneisses. Geol. Mag. Nov. 1887. (3.) IV. 484.
— Note on some minerals from the Lizard. Min. Mag. 1888. VIII. 116.
A. E. Törnebohm, Om Sveriges vigtigare Diabas- och Gabbro-Arter. Kon. Svenska Vetensk. Akad. Förhandl. XIV. No. 13. Stockholm 1877.
— Über die wichtigsten Diabas- und Gabbrogesteine Schwedens. L. J. 1877. 387—391.

A. E. Törnebohm, Charakteristik af bergartsprof insamlade af den Svenska expeditionen till Grönland år 1883. G. F. i Stockholm F. 1886. VIII. No. 103. 431.
— Några notiser från en geologisk resa i Telemarken. Ibidem. 1889. XI. 46.
Herm. Traube, Beiträge zur Kenntniss der Gabbros, Amphibolite und Serpentine des niederschlesischen Gebirges. Inaug.-Diss. Greifswald 1884.
Ch. O. Trechmann, On the so-called hypersthenite of Carrock Fell, Cumberland. Geol. Mag. 1882. Dec. II. vol. IX. No. 125. 210—212.
G. Tschermak, Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren geologischen Epoche. Wien 1869.
— Beobachtungen über die Verbreitung des Olivins in den Felsarten. S. W. A. Juli 1867. LVI.
H. W. Turner, The geology of Mount Diablo, Cal. Bull. Geol. Soc. of America. II. 383. 1891.
Ch. de la Vallée-Poussin et A. Renard, Mémoire sur les caractères minéralogiques et stratigraphiques des roches dites plutoniennes de la Belgique et de l'Ardenne française. Bruxelles 1876. 62—76 u. 125—128.
Ch. Vélain, Notes géologiques sur la Sibérie orientale, d'après les observations faites par M. Martin dans son voyage d'exploration du Lac Baikal, du bassin du fleuve Amour, et du Lac Khanka. Bull. Soc. géol. Fr. 1885. (3.) XIV. 132.
R. D. M. Verbeek, Topographische en geologische beschrijving van een gedeelte van Sumatra's Westkust. Batavia 1883.
A. Verri ed E. Artini, Le formazioni con ofioliti nell' Umbria e nella Valdichiana. Rend. R. Istit. lombardo. (2.) XXVI. fasc. XVI. 1893.
C. Viola, Fisiografia dell' Oligoclasite. Bologna 1888. Memorie R. Accad. Sc. dell' Istituto di Bologna. (4.) IX.
— Nota preliminare sulla regione dei gabbri e delle serpentine nell' alta valle del Sinni in Basilicata. Boll. R. Com. geol. d'Italia 1892. 105.
J. H. L. Vogt, Salten og Ranen med hensyn till de vigtigste jernmalm og svovlkieskobberkies-forekomster samt marmorlag. Kristiania 1851.
— Om dannelsen af de vigtigste i Norge og Sverige representerede grupper af jernmalmforekomster. G. F. i St. F. 1891. XIII. 476. 1892.
— Norske ertsforekomster (Anden raekke). Arch. f. Math. og Naturvid. Christiania 1892. XIV. 211.
K. Vrba, Beiträge zur Kenntniss der Gesteine Süd-Grönlands. S. W. A. Februar 1874. LXIX.
M. E. Wadsworth, Preliminary description of the gabbros, peridotites, diabases and andesites of Minnesota. St. Paul 1887.
M. Websky, Über Diallag, Hypersthen und Anorthit im Gabbro von Neurode in Schlesien. Z. D. G. G. 1864. XVI. 530.
— Das dunkle Gestein aus dem Thiergarten von Krzeszowice. In Roemer, Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870. 439—440.
Br. Weigand, Die Serpentine der Vogesen. T. M. M. 1875. III. 203—206.
A. Wichmann, Ein Beitrag zur Petrographie des Viti-Archipels. T. M. P. M. 1882. V. 1—60.
— Über Gesteine von Labrador. Z. D. G. G. 1884. XXXVI. 485.
F. J. Wiik, Mineralogiska och petrografiska meddelanden. L. J. 1876. 206.
— Geologiska Jaktagelser etc. Helsingfors 1879.

F. J. Wiik, Undersökning af gabbroartad diabas och diorit från den Wiborgska Rapakiwi granitens gränsgebit samt jemförelse mellan dessa och åttskilliga andra basiska eruptiver i Södra Finland. Finska Vetensk. Soc. Förhdlg. 1884. XXVI.

G. H. Williams, On the paramorphosis of pyroxene to hornblende in rocks. Amer. Journ. XXVIII. Oct. 1884. No. 166. 259.

— Preliminary notice of the Gabbros and associated Hornblende rocks in the vicinity of Baltimore. Johns Hopkins University Circulars. No. 30. 1884.

— The gabbros and associated hornblende rocks occurring in the neighbourhood of Baltimore. U. S. geol. Survey Bull. No. 28. Washington 1886.

— The norites of the Cortlandt Series on the Hudson River near Peekskill, N. Y. Amer. Journ. Febr. 1887. XXXIII. 135 und März 1887. 191 und 1888. XXXV. 438.

— Pleonast in Norit vom Hudson-Flusse. L. J. 1887. II. 263.

— The non-feldspathic intrusive rocks of Maryland and the course of their alteration. Amer. Geologist 1890. 35.

— The greenstone schist areas of the Menominee and Marquette regions of Michigan. Washington 1890.

— Notes on the microscopic character of rocks from the Sudbury Mining District, Canada. Geol. Survey of Canada. Annual Report 1890—1891. vol. V.

— Notes on some eruptive rocks from Alaska. The nation. geogr. Mag. 1892. IV. 63.

N. H. Winchell and H. V. Winchell, The iron ores of Minnesota. Minneapolis 1891.

Ferd. Zirkel, Geologische Skizzen von der Westküste Schottlands. Z. D. G. G. 1871. XXIII. 53 sqq. u. 92 sqq.

Mineralogische Zusammensetzung der Gabbrogesteine.

Die Gabbro-Gesteine sind hypidiomorphkörnige Tiefengesteine*, an deren Zusammensetzung sich im unveränderten Zustande vorwiegend basische Kalk-Natronfeldspathe aus der Labradorit-, Bytownit- oder Anorthitreihe, Diallag oder ihm sehr nahe stehende monokline Pyroxene, rhombische Pyroxene und, auf gewisse Abtheilungen beschränkt, Olivin wesentlich betheiligen. Apatit ist allverbreitet in kleinen Mengen. Von Eisenerzen findet sich fast ganz allgemein Ilmenit oder Magnetit, vorwiegend auf die olivinführenden Glieder beschränkt Chromit oder Picotit. Neben diesen oder statt ihrer trifft man häufig Magnetkies, selten Pyrit; ferner einen grünen Spinell. Neben, local auch statt der Pyroxene erscheinen Amphibole oder brauner Biotit. Quarz ist auf gewisse

* Bedeutsam ist das Vorkommen von Gabbros in basaltischen Tuffen, wie das der Elaeolithsyenite in phonolithischen und trachytischen Tuffen. Renard beschreibt sie von der Insel Ascension, Harker von den Tonga-Inseln, wo doch nur vulkanisches Material und Sand vorkommt.

Gabbro-Arten beschränkt und nicht eben häufig. — Nach Zusammensetzung und Structur schliessen sich die Gabbro-Gesteine eng an die Augitdiorite an und führen von diesen nach Zusammensetzung, Structur und geologischer Valenz hinüber zu gewissen Gliedern der Diabasgruppe. — Wenige andere Massengesteine zeigen eine solche Mannichfaltigkeit in der mineralogischen Zusammensetzung zufolge einer hervorragenden Neigung zu mehr oder weniger abruptem Wechsel in den Mengenverhältnissen der Gemengtheile und kaum ein anderes erleidet so durchgreifende und verschiedene Veränderungen auf metamorphem Wege.

Die Plagioklase der Gabbro-Gesteine bilden im Durchschnitt breite Felder, die je aus einem einzigen oder doch nur wenigen Individuen bestehen; sie müssen also ziemlich isometrisch ausgebildet sein. In seltenen Fällen zerlegt sich ein solches Feld in eine grosse Anzahl von schmal leistenförmigen Individuen, wie sie für Diabase charakteristisch sind (Mt. Washington und Gilford, N. H.). Die Krystallbegrenzung der einzelnen Individuen ist selten eine scharfe, in den meisten Fällen fehlt streng idiomorphe Ausbildung vollständig. Jedes Individuum ist aus zahlreichen, im Allgemeinen recht breiten Lamellen nach dem Albitgesetz aufgebaut; die Combination dieses mit dem Periklingesetz ist sehr verbreitet. Zwillinge solcher polysynthetischer Individuen nach dem Karlsbader Gesetze gehören zu den allgemeinsten Erscheinungen; auch fehlt eine weitere Zwillingsstructur nach anderen, nur selten mit Sicherheit im Durchschnitt ableitbaren Gesetzen nicht. Häufiger, als dass man immer an brachypinakoidale Schnitte denken dürfte, sind lamellenfreie Durchschnitte, also nicht verzwillingte Individuen. In keinem andern Plagioklasgestein sind dieselben so häufig zu beobachten. — In den weitaus meisten Fällen muss man hier, wie in allen andern Gesteinen, diese Zwillingslamellirung für eine ursprüngliche halten; doch wies schon VAN WERVEKE darauf hin, dass die Abhängigkeit gewisser Lamellen von Sprüngen und Klüften, ihr Auskeilen an solchen oder im Krystall, ihre Zertrümerung oder ihr borstenähnliches Ausfasern eine Entstehung durch Druck wahrscheinlich mache, und zweifellos ist gerade bei Gabbro dieses Phänomen ungewöhnlich häufig zu bemerken.

Geradezu charakteristisch gegenüber den saureren Tiefengesteinen ist die Seltenheit perthitischer Verwachsung oder Durchdringung verschiedener Feldspathe und das fast durchgängige Fehlen einer concentrisch zonaren Structur, also eines schalenförmigen

Baues, der sofort mikroskopisch wahrnehmbar wäre. Dass jedoch ein solcher auch hier auftritt, wies Törnebohm dadurch chemisch nach, dass er die Einwirkung von Salzsäure auf die Feldspathdurchschnitte studirte. Er fand, dass ihre peripherischen Theile in gewissen Gesteinen nicht angegriffen wurden, während die centralen Kerne mehr oder weniger stark geätzt waren; also auch hier eine jüngere, saurere Hülle um einen basischen Kern. In den durchaus normalen Gabbros dürfte kaum ein saurerer Plagioklas als Labradorit gefunden werden. Solche Gabbro-Gesteine, welche geologisch eng mit Graniten oder Dioriten verknüpft sind, führen dagegen gern Andesin, wie nach G. H. Williams die Norite der Cortlandt Series am Hudson, oder auch Oligoklas, der zusammen mit Andesin nach Eichstädt der normale Feldspath des Glimmergabbros ist, den er aus Schweden beschreibt. Mit dem Eintritt solcher saurerer Plagioklase verbindet sich hie und da ein höherer Grad von Idiomorphismus der Gemengtheile, welcher durch den Hinzutritt von durchweg allotriomorphem Quarz und eventuell Orthoklas noch gefördert wird. Nach der chemischen Constitution wäre ein saurerer Plagioklas oder etwas Orthoklas oft auch da zu erwarten, wo man denselben nicht mit Sicherheit mikroskopisch nachzuweisen vermag. Allerdings findet sich nicht selten neben den normalen grossen, gern dunkel gefärbten, basischen Plagioklasen in kleinkörnigen Aggregaten ein sehr feinlamellar gebauter, farbloser Plagioklas, der dann gern Pyroxen- oder Amphibol-Blättchen und Säulchen führt, die den normalen fehlen; doch scheint die Bildung derselben meistens eine secundäre, ein metamorphes Phänomen zu sein, wie später gezeigt werden wird.

Der Habitus der Gabbro-Plagioklase ist durchweg der derbe*. Damit steht es im Zusammenhange, dass in ihnen Glaseinschlüsse kaum vorkommen dürften, solche von Flüssigkeiten dagegen sehr verbreitet sind. Auch hier scheint es, als ob solche Flüssigkeitseinschlüsse nicht immer primär seien. Zur Unterscheidung von primären und secundären Fluidalinterpositionen kann es dienen, dass die ersteren gern die Krystallform des Wirthes besitzen und nach krystallographischen Ebenen geordnet sind, während die letzteren wohl stets unregelmässig begrenzt, oft auffallend in die Länge gezogen sind und mit einander durch capillare Canäle in

* Doch giebt Bayley glasigen Labradorit im Olivingabbro des Pigeon Point, Min., an, der sogar Glaseinschlüsse enthalten soll.

Verbindung stehen. Ausserdem sind sie in ihrer Anordnung
keine krystallographische Richtung gebunden, setzen vielmehr
gerader Linie oft durch mehrere Individuen von Feldspath u
andern Gemengtheilen hindurch und zeigen sich nicht selten
Klüfte und Sprünge gebunden. — In manchen Gabbro-Gestein
(Skandinavien, Schottland, Canada, Vereinigte Staaten, Sachse
Schlesien, selten in den Gabbros des Flysch in Bosnien-Herzegowin
sind die Feldspathe nicht farblos, sondern graulich oder bräunli
durchsichtig in Folge massenhafter Einlagerung von winzig
Körperchen, die sich oft im Centrum stark anhäufen, nach d
Peripherie hin spärlicher werden oder ganz fehlen. Diese Körpe
chen sind kurz säulenförmig oder tafelförmig und dann undurch
sichtig oder tief rothbraun, bisweilen sehr dünnblättrig und dann m
der eigenthümlich chokoladebraunen Farbe des Titaneisenglimme
durchsichtig, oder sie sinken zu einem selbst mit den stärkste
Systemen kaum erkennbaren Staube herab*. Eine absolut sicher
Bestimmung derselben ist bisher nicht gelungen; wenn man s
für Ilmenit anspricht, so stützt man sich dabei auf ihre habituell
Identität mit nachweisbarem Ilmenit und auf die Thatsache, da
bei gewissen metamorphen Vorgängen im Feldspath und mehr no
in den Pyroxenen, welche die gleichen Einschlüsse führen, Rut
und Titanit an ihre Stelle treten. In den Forellensteinen v
Volpersdorf kann man den Rutil bisweilen in erkennbaren Krystalle
diesen Interpositionen beigemengt sehen**. Diese Interpositione
liegen, wo sie nicht allzu winzige Dimensionen besitzen, deutli
erkennbar auf Krystallflächen, und zwar am häufigsten wohl a
den beiden verticalen Pinakoiden, seltener auf Prismenflächen od
auf der Basis. Selbst bei sehr feinem Staube kann man die
Gesetzmässigkeit in der Anordnung oft deutlich erkennen. — E
muss jedoch bemerkt werden, dass Kloos die braune Farbe ein

---

* G. H. Williams fand, dass im Bytownit des Hypersthengabbro v
Baltimore die dunkle Bestäubung central durch opake Nadeln, in einem me
nach aussen liegenden Mantel von punktförmigen Körpern (Globuliten nennt
sie) hervorgebracht wird; die äusserste Schale der Feldspathe war auch hier fr
von allen Einschlüssen.

** Hervorzuheben ist es, dass diese dunkle Bestäubung bei der Kataklas
der Feldspathe verschwindet, ohne dass diese, wie aus Analysen der Labrado
in dem Rossweiner Gabbro von Sachsen und aus Bestimmungen des sp. G. in d
Labradoriten der canadischen Anorthosite von Adams hervorgeht, ihre chemisch
Zusammensetzung ändern. Keineswegs ist dann immer Rutil oder eine ande
Neubildung nachzuweisen.

Labradorit im Gabbro von Ehrsberg im südlichen Schwarzwald mit der Farbe des Amethyst vergleicht und auf Grund chemischer Untersuchungen zu der Annahme gelangt, in den erwähnten Interpositionen dieses Fundorts liege eine Manganverbindung vor. — Eichstädt fand diese Interpositionen im Feldspath des Gabbro von Björkmossa im Kirchspiel Alsheda leicht löslich in Salzsäure, die sich sofort nach Eisen färbte. Titan konnte in keiner Weise nachgewiesen werden. — Judd giebt an, dass diese Interpositionen im Feldspath, sowie in den Pyroxenen des tertiären Gabbro der inneren Hebriden nur in den tiefsten Theilen der Gesteinsmasse vorkommen, in den höheren, der Erdoberfläche näher zur Krystallisation gelangten dagegen fehlen. — Sicher sind diese Einschlüsse unabhängig von der Natur der Feldspathe; sie kommen gleichmässig im Andesin, im Labradorit, im Bytownit und im Anorthit der Gabbrogesteine vor. — Andern Gabbro-Plagioklasen mangeln diese Interpositionen und statt derselben enthalten sie, fast nur im Centrum und kaum jemals in den peripherischen Theilen, rundliche oder unregelmässig elliptische, auch wohl schwach ausgebuchtete, sehr hellgrün gefärbte und stark licht- und doppelbrechende Körper, die sehr häufig mit einem Erzkorn behaftet sind. Man kann dieselben mit einiger Wahrscheinlichkeit für augitisch halten. Sehr selten treten diese beiden Arten von Interposition neben einander auf. — Wieder andere Gabbro-Plagioklase sind bisweilen von grünen Nadeln ähnlich erfüllt, wie von den braunen Körperchen. Solche Nadeln wurden von Romberg, Matthew und andern z. Th. als Hornblende, z. Th. als Augit erkannt. — Im Feldspath eines Olivingabbro von der Insel Seeland (erratisch) finden sich nach Chrustschoff Glaseinschlüsse, sowie Flüssigkeitseinschlüsse in der Form des Wirthes mit darin ausgeschiedenen stark doppelbrechenden Krystalltäfelchen, die ebendeswegen gewiss mit Unrecht für Feldspath-Mikrolithe gehalten werden. — Sonst umschliessen die Plagioklase natürlich die sämmtlichen älteren oder gleichaltrigen Gemengtheile des Gesteins, Erze, Apatit, Pyroxen, Hornblende und Zirkon oder Spinellide.

Die Zersetzung und Umwandlung der Gabbro-Plagioklase ist eine überaus mannichfache und man kann als durchweg vorhandene Eigenthümlichkeit nur die auffallende Thatsache angeben, dass aller Wahrscheinlichkeit entgegen Kalkcarbonat äusserst selten bei diesen Vorgängen entsteht. Als einen reinen Act der Feldspathverwitterung wird man diejenige seltene Art der Trübung bezeichnen können, wobei die getrübte Substanz, in welcher die Zwillingslamellirung

rasch verschwindet, sich bei hinreichender Vergrösserung in ein äusserst feinschuppiges Aggregat auflöst, dessen einzelne Individuen eine vollkommen blättrige Structur erkennen lassen (Harzer und manche portugiesische Gabbros und Norite). Nach Analogie der granitischen Feldspathe wird man diese Substanz für Kaolin oder Muscovit halten dürfen. — Weit häufiger nehmen die Plagioklase, indem sie zugleich trübe werden, eine grünliche Farbe an. Man erkennt alsdann, dass von den begleitenden, eisenhaltigen Gemengtheilen (Pyroxen und Olivin) her Nadeln und Büschel eines stark licht- und doppelbrechenden Minerals in den Feldspath hineinwachsen, welche man als Aktinolith oder grüne Hornblende, bisweilen als farblosen Tremolit bestimmen kann. Diese, wohl durch Wechselwirkung von Feldspath und Pyroxen oder Olivin entstehenden Neubildungen dringen dann auch auf den Blätterdurchgängen der Plagioklase vor, entwickeln sich nesterweise inmitten des Minerals und ersetzen dasselbe mehr und mehr, immer kleinere farblose und schwach lichtbrechende Felder zwischen sich lassend. Neben diesen Amphibolmineralien, dieselben auch wohl mehr oder weniger vollständig ersetzend, bilden sich fast farblose bis hellgelbgrünliche gedrungene Säulchen oder Körnchen von stark doppelbrechendem Epidot, ebenso gestaltete oder auch oft recht schlank prismatische Individuen von Zoisit, den man trotz seiner starken Lichtbrechung vom Epidot leicht durch die Lage der Axenebene, die sehr schwache Doppelbrechung und starke Dispersion unterscheidet. Dazwischen siedeln sich farblose oder ganz hellröthliche Körner und Rhombendodekaëder von Granat gelegentlich an, Rutilkörner und Krystalle stellen sich ein, etwas Calcit mengt sich gelegentlich bei, und das Alles ist mehr oder weniger reichlich untermengt mit farblosen, quarzähnlich aussehenden Körnern, selten mit kurz leistenförmigen Krystallen. Diese schwach lichtbrechenden farblosen Substanzen sind jedoch nicht Quarz, sondern ein saurer Feldspath, wahrscheinlich stets Albit. Selten lassen sich auch quadratisch spaltende, stark doppelbrechende Säulchen oder Körnchen eines Skapolithminerals nachweisen. Die Gesammtheit dieser Neubildungen, die sicher kein Act der normalen Verwitterung, sondern ein metamorpher Vorgang ist, bezeichnet man als die Saussüritisirung des Feldspaths. Je weiter diese Umbildung vorschreitet, um so trüber und gequollener sieht der Feldspath bei schwacher Vergrösserung aus. Die Mannichfaltigkeit dieser Neubildungen, unter denen jedoch entweder Zoisit oder Epidot oder Granat stets

neben Amphibol entschieden herrschen*, bedingt eine der Beschreibung spottende Verschiedenheit bei den einzelnen Vorkommnissen. Jeder Saussüritgabbro zeigt den Process in mehr oder weniger hoher Vollendung, die Anfänge desselben sind fast in allen Gabbro-Gesteinen, die nicht vollkommen unverändert sind, zu erkennen. — In wieder andern Fällen zeigen die Plagioklase eine Umwandlung in sehr schwach lichtbrechende, oft auch in sehr schwach doppelbrechende, schuppig-fasrige oder rein schuppige Aggregate von hellgrüner oder licht bläulichgrüner, selten von bräunlichrother Farbe, die dem Pennin oder Serpentin angehören; dieselben dringen zumeist von Olivin, seltener von Pyroxen her auf den Spaltdurchgängen des Feldspaths vor, oder benutzen die von serpentinisirenden und daher stark ihr Volumen vergrössernden Olivinen radial ausstrahlenden Spalten und verdrängen den Feldspath mehr und mehr. Als Nebenproduct finden sich auch in dieser Verdrängungspseudomorphose Knäuel und Stacheln von Epidot (Gabbro von Oderen, Norit von Hitteroe u. A.). — Eine bisweilen fast vollständige Umwandlung des Labrador in tafelförmige Individuen, Rosetten und divergentstrahlige Aggregate von Prehnit giebt Eichstädt aus Gabbro von Ryningsnäs und Björkmossa im Kirchspiel Alsheda in Schweden an. — Endlich scheint eine Zeolithbildung gleichfalls im Plagioklas der Gabbros vor sich gehen zu können; wenigstens fand Kloos durch chemische Analyse den Feldspath des Gabbro von Ehrsberg zerlegbar in wenig Albit und einen, dem Kalkmesotyp nahe stehenden Zeolith. Auch hier hatte der Umwandlungsvorgang die braune Färbung des Feldspaths zerstört. — Ebenso giebt G. H. Williams an, dass sich der Bytownit des Olivingabbro von Baltimore in einen Zeolith, wahrscheinlich Skolezit umwandelte.

Mechanische Deformationen sind ungeheuer verbreitet. Dieselben stehen z. Th. in nachweisbarem Zusammenhang mit der durch Umwandlungsvorgänge bedingten Volumvermehrung der Olivine, sind aber z. gr. Th. wohl die Folge gebirgsbildender Processe.

Wo sauere Plagioklase oder Orthoklase sich in Gabbro-Gesteinen finden, haben sie die Eigenschaften, wie in den Graniten oder Syeniten. Der von G. H. Williams aus Norit der Cortlandt Series am Hudson nachgewiesene Orthoklas muss nach seinem sp. G. = 2,615 jedenfalls natronreich sein. Der Winkel

* Michael wies mikroskopisch und chemisch nach, dass der Saussürit von Wurlitz im Fichtelgebirge bald fast reiner Zoisit, bald fast reiner Kalkthongranat ist.

P : M war 89° 35′ bis 90° 44′, die Auslöschungsschiefe auf P war 0°, auf M 5° 30′. Man könnte an Anorthoklas denken. — Chrutschoff beschreibt Orthoklas und Mikroperthit als verbreitetes Füllsel in den Gabbros von Volhynien, die er Perthitophyre nennt. In manchen Abarten derselben spielt dieser Mikroperthit die Rolle einer Grundmasse, in der die übrigen Gemengtheile liegen. — Auch C. H. Smyth jr. beobachtete in einer anorthositischen Gabbrovarietät in den nordwestlichen Adirondacks zwischen Natural Bridge und Harrisville, dass die dunklen Ca-Na-Feldspathe von einem hellen Mantel von Mikroperthit umgeben waren, der stellenweise den basischen Plagioklas ganz verdrängte. Dann erschien auch Quarz gelegentlich in den Schliffen, der aber für secundär gehalten wird.

Der Diallag der Gabbro-Gesteine hat im Allgemeinen keine selbständige Formenentwicklung, sondern er empfängt seine Begrenzung von den übrigen Gemengtheilen und bildet daher unregelmässig eckige Körner, die zumeist zwischen den Plagioklasindividuen eingekeilt sind und deren mehrere, im Dünnschliff anscheinend ohne gegenseitige Verbindung, dennoch genau zu einander optisch parallel stehen. In Wirklichkeit sind solche parallel gerichtete Körner wohl nur durch den Schnitt von einander isolirt erscheinende Theile eines grösseren Individuums. Es giebt indessen Gabbro-Gesteine, deren Diallag vollkommen oder doch gegen die Feldspathe idiomorph ist, unter den Harzer Vorkommnissen ziemlich selten, unter denen des Odenwalds sehr häufig, bei Mombeja u. a. O. in Südportugal, bei Håranes im nördlichen Norwegen, bei Tynewidd auf Anglesey, in der Cortlandt Series am Hudson und an andern Localitäten. Auch Dahms fand den stark pleochroitischen Diallag (b kräftig gelblichroth, a = c grünlichgrau bis lebhaft graugrün) im Gabbro der Zwartkoppies im Transvaal idiomorph. Die Krystallform desselben ist dann das achtseitige Augitprisma. Seltener ist es, dass in dem Gabbro zweierlei Diallage neben einander auftreten, ein brauner idiomorpher und ein grüner in unregelmässigen Stengeln, wie dieses Kloos bei Ehrsberg beobachtete. — Die Spaltbarkeit des Diallag nach dem Augitprisma ist stets deutlich, die orthopinakoidale Theilbarkeit von schwankender Vollkommenheit, eine solche nach (010) öfters in mehr oder weniger deutlichen Spuren nachweisbar. Spaltung nach der Basis erwähnt Eichstädt am Diallag des Gabbro im Kirchspiel Alsheda in Schweden. Mit dem Zurücktreten der orthopinakoidalen Theilbarkeit verschwindet auch die nach der Prismen-

axe stenglige Structur dieses Minerals und dasselbe nimmt den normalen Augithabitus an. Ein solcher Wechsel im Habitus ist oft an demselben Vorkommniss, ja an demselben Handstück gelegentlich zu beobachten; doch scheint der augitische Habitus mit Vorliebe in solchen Gabbros aufzutreten, die geologisch eng mit Graniten oder Dioriten verknüpft sind und die daher auch oft saure Feldspathe und sogar Quarz führen. Judd giebt an, dass in den tertiären Hebriden-Gabbros der Diallaghabitus an grössere Tiefen, der Augithabitus mehr an die höheren Niveaus der Gabbromassen gebunden sei. — Zwillingsbildungen nach dem Orthopinakoide, wobei sich gern zwischen zwei grössere Hälften eine Anzahl schmaler Zwillingslamellen einschieben, sind recht verbreitet, solche nach der Basis verhältnissmässig selten. Die letzteren wurden nur in Verbindung mit dem erstgenannten Zwillingsgesetz beobachtet, und zeichnen sich stets durch äusserste Dünne der Lamellen aus (Odivellas in Alemtejo). — Harker giebt die lamellare Zwillingsbildung nach der Basis vom Augit des Gabbro vom Carrock Fall an.

Die Diallage sind im durchfallenden Lichte entweder grün mit meistens sehr lichten Tönen, oder braun durchsichtig. Die letztere Farbe zeigt sehr starken Wechsel der Intensität vom fast farblosen Hellgelb bis zum tiefen Braunroth. In einem und demselben Gesteinskörper pflegt die Farbe, soweit sie nicht durch secundäre Processe verändert wird, constant zu sein, wenngleich Beispiele von dem Zusammenauftreten braunen und grünen Diallags bekannt sind. Durch Verwitterung wird brauner Diallag wohl grün, das Umgekehrte wurde nie beobachtet. Bisweilen ist eine anscheinend braune Färbung des Diallags nur durch massenhafte Einlagerungen bedingt, bei hinreichenden Vergrösserungen erweist sich dann die eigentliche Diallagsubstanz hellgrünlich bis fast farblos. — Der Pleochroismus der Diallage in den Gabbros pflegt wenig bemerkbar zu sein; am häufigsten findet man b gelblich, $a = c$ grünlich; Cohen giebt vom Diallag von Labrador an c bläulichgrün, $b = a$ gelblichgrün. Mit der Tiefe der braunen Eigenfarbe wächst die Intensität des Pleochroismus und kann gelegentlich fast diejenige des Hypersthens erreichen; doch findet man auch intensiv rothbraunen Diallag (Bergfjordsvand, Westfinnmarken) ohne irgendwie kräftigen Pleochroismus.

Die bekannten, vielfach verschieden gedeuteten und noch immer nicht mit voller Sicherheit bestimmbaren, mikrolithischen Interpositionen des Diallags fehlen in manchen Gesteinen voll-

ständig. Wo dieselben durchsichtig sind, zeigen sie die Farbe d Titaneisenglimmers. Kloos fand sie jedoch im Diallag von Ehr berg z. Th. olivengrün und giebt an, dass sie nach Behandlu des Diallagpulvers mit concentrirter H Cl verschwunden waren; d Lösung enthielt Kieselsäure, Thonerde, Eisen, Kalk und Magnesi Eine Deutung wird von ihm nicht versucht. Es ist wohl nic ohne Grund, dass man im frischen Diallag diese Interposition öfters von Rutil in kurzen, dickeren Säulen, schlanken Nadeln u knieförmigen Zwillingen begleitet sieht (Drusethal in Thüringe oberer Steinbruch am Winterberg bei Harzburg) und dass in d aus Diallag entstandenen Amphibolen metamorpher Gabbrofaci Rutil so häufig vorkommt. — Von anderen Interpositionen si ausser den übrigen Gemengtheilen des Gesteins, zumal Spinellid und Olivin, wohl auch Flüssigkeitseinschlüsse als häufig zu e wähnen. — Glaseinschlüsse giebt Chrustschoff in dem Diall eines erratischen Olivingabbro von Seeland an.

Der Diallag der Gabbro-Gesteine ist mit rhombischen Pyr xenen und mit Amphibol überaus gern auf das Innigste durc wachsen und verwachsen. In allen beobachteten Fällen war d Verwachsung mit den rhombischen Pyroxenen eine gesetzmässig und zwar derart, dass dieselben mit dem Diallag die gleichsinnig Diagonalen des Augitprismas gemein hatten*. Auffallenderweise e wiesen sich die rhombischen Pyroxene, wo sie mantelförmig d Diallag umhüllten, fast stets als deutlich, ja stark pleochroitisch Hypersthene, während da, wo sich beide lamellar durchdrange die helle Farbe und der mangelnde Pleochroismus die rhombische Pyroxene als Enstatit oder Bronzit auffassen liessen. Die Dime sionen der Lamellen dieser Mineralien können überaus mikroskopis klein werden, so dass selbst starke Systeme oft nur schwer in d allerdünnsten Schliffen eine Auflösung ermöglichen. Es ist hervo zuheben, dass diese Durchwachsungen verhältnissmässig selten i der Reihe der eigentlichen Gabbros und hier am häufigsten in den olivinführenden Gliedern, dagegen sehr allgemein in der Reihe der

* Chrustschoff giebt an, dass der Diallag des grobkörnigen Gabbro von Horoszki in Volhynien, den er Perthitophyr nennt, den rhombischen Pyroxen in prismatischen dickeren Individuen enthält, die parallel der Querfläche eingelagert sind, sich aber über ihren Wirth hinaus in den Labrador mit plötzlicher Verdickung, sobald sie in diesen eintreten, fortsetzen. Sie endigen dann im Labrador mit idiomorpher Begrenzung an den Polen der Prismenaxe. In der beigegebenen Zeichnung ist diese Endigung auffallend spitz für rhombischen Pyroxen.

Norite auftreten. — In einem gewissen Gegensatz hierzu steht es, dass die randliche Umwachsung mit bald grünen, bald braunen Amphibolen, sowie die Durchwachsungen dieses Minerals mit Diallag gleichmässig bei Gabbros und Noriten vorzukommen scheinen. Im letzteren Falle bilden die Amphibole bald sehr dünne Nädelchen, bald Blättchen von sehr regelloser Umgrenzung, und auch hier kann die Innigkeit der Durchdringung eine nahezu unauflösliche werden durch Abnahme der Dimensionen. Im Allgemeinen scheint auch diese Verwachsung eine derart regelmässige zu sein, dass beide Mineralien die Prismenaxen und die Orthodiagonalen gemein haben; der Umstand jedoch, dass orthodiagonale Schnitte aus denselben zwischen gekreuzten Nicols in keiner Stellung vollkommen auslöschen, nöthigt zur Annahme auch regelloser Durchdringungen. Ebenso ist bei der Umrandung des Diallag durch Amphibol (das Umgekehrte kommt hier ebensowenig wie bei den Augitdioriten vor) die Verwachsung meistens, aber nicht immer, eine parallele.

Die Diallage erleiden sehr mannichfache Veränderungen. Als einen Vorgang der normalen Verwitterung darf man wohl die von den Rändern und Spalten her vorschreitende Umwandlung in grünliche, schuppige oder fasrige Aggregate von Chlorit und Serpentin betrachten, denen gern stark lichtbrechende Individuen und Aggregate von Epidot oder Blättchen und Körner von Calcit eingebettet zu sein pflegen. Ob in diesen von Säuren unschwer angreifbaren, beim Glühen sich trübenden grünlichen Neubildungen Chlorit oder Serpentin zu sehen sei, das lässt sich oft aus dem Pleochroismus und aus der Stärke der Doppelbrechung erkennen. — Häufiger ist der Vorgang der Umwandlung in Amphibolmineralien bei dem Diallag und es wird oft sehr schwer festzustellen sein, ob die mit Diallag verbundenen Amphibole ursprünglich mit demselben verwachsen oder secundär aus demselben entstanden sind. Wo unzweifelhafte Neubildungen vorliegen, da beginnt die Umwandlung deutlich erkennbar von der Peripherie aus und schreitet concentrisch nach innen fort, so dass immer kleinere Kerne von Diallag in der stets dicker werdenden Schale von Amphibol liegen. Die zunächst randlich angesetzten Amphibolprismen haben theils mit dem Diallag parallele Prismenaxen, ohne dass sonst eine Gesetzmässigkeit weiter zu beobachten wäre, theils bilden sie mehr oder weniger divergirende, in die Feldspathe eindringende Strahlenbüschel. Je mehr die Amphibolbildung nach innen fortschreitet, um so strenger pflegt der Parallelismus der einzelnen Amphibol-

säulchen unter sich und mit dem Diallag zu werden, so dass dann schliesslich die bei den ursprünglichen Verwachsungen angegebene Regelmässigkeit herrscht. Immerhin trifft man nicht eben selten einzelne aus der Regel herausfallende und ganz willkürlich das parallele Aggregat durchquerende Säulchen. Diese neugebildeten Amphibolaggregate sind nun bald recht hellgrün und durchaus aktinolithartig, schwach pleochroitisch, aber zu Folge der nicht unbedeutenden Dimensionen der einzelnen Individuen gut durchsichtig, auch in dickeren Präparaten (Strahlstein); bald sind sie im auffallenden Lichte schön smaragdgrün, überaus feinstenglig, werden daher erst in sehr dünnen Präparaten durchsichtig, sind dann nahezu farblos und ohne Pleochroismus' (Smaragdit)*. In wieder andern Fällen ist der neugebildete Amphibol tiefer grün gefärbt, stark pleochroitisch, breitstenglig (gemeine Hornblende); sehr selten findet man denselben himmelblau durchsichtig, feinfasrig oder breitstenglig und mit den Eigenschaften des Glaukophan (Mussinet in Piemont, Riviera mehrfach). Man hat lange angenommen, dass braune, breitstenglige und compacte Hornblende nicht als secundär aufgefasst werden dürfe; neuerdings ist es durch Williams, Irving u. A.** z. Th. wahrscheinlich gemacht, z. Th. bewiesen worden, dass selbst diese durch einen paramorphosenähnlichen*** Vorgang aus Diallag entstehen kann. Nach v. John's Beobachtungen würde es wesentlich die chemische Constitution des jeweils vorliegenden Diallags sein, welche die Natur des durch Neubildung entstehenden Amphibols bedingt; er fand, dass in den Flyschgabbros Bosniens aus dunklem Diallag sich braune, aus grünem Diallag grüne Hornblende entwickle. Damit würde es übereinstimmen, dass sich aus den rhombischen Pyroxenen, die durchaus die gleichen Umwandlungen erleiden, wie der Diallag, stets dunkel gefärbte Amphibole entwickeln, wenn Hypersthen, hellgrüner Strahlstein, wenn recht helle Bronzite oder Enstatite ursprünglich vorhanden waren. In manchen Gesteinen bleiben die eigenthüm-

* Eichstädt fand, dass die Umwandlung der Pyroxene der granitoiden Gabbrogesteine von Loftahammar im Kalmar Län in Uralit und Smaragdit besonders in der Nähe von durchsetzenden Granitgängen auftritt.

** Eine den Spaltrissen folgende Umwandlung des Diallag in braune Hornblende geben auch Duparc und Delebècque von dem See Robert im Massiv von Belledonne bei Grenoble an. Dabei blieben die braunen Interpositionen des Diallag erhalten.

*** Dass keine wirkliche Paramorphose in der Amphibolitisirung der Gabbro- und Diabas-Pyroxene zu sehen sei, ist mehrfach durch die Analyse nachgewiesen

lichen mikrolithischen Interpositionen des Diallags in den neugebildeten Amphibolen vollkommen nach Substanz und Anordnung erhalten, in andern und zwar ganz besonders häufig in den sog. Saussüritgabbros, deren Diallag zu Smaragdit umgewandelt wurde, verschwinden diese Interpositionen mehr oder weniger vollständig und statt ihrer finden sich dann regellos eingestreut Rutilkörner und -krystalle, nicht selten auch Titanitkörnchen. Die Structur des Diallags verschwindet vollkommen, sobald die neugebildeten Amphibole einigermaassen breitstenglig sind, dagegen bleibt beim Smaragdit, natürlich makroskopisch, die Theilbarkeit nach Querfläche und Augitprisma oft recht schön erhalten. — Man hat mehrfach beobachtet, dass da, wo mit dem Diallag primärer und secundärer Amphibol in Verwachsung auftritt, diese beiden sich in einer oder der andern Eigenschaft, wie Farbe, Auslöschungsschiefe, Pleochroismus u. s. w. unterscheiden, oder dass z. B. die primäre Hornblende Magnetitinterpositionen enthält, die secundäre nicht.

Der Diallag des Wurlitzer Saussüritgabbro ist nach Michael in ein Gemenge von Serpentin und Granat umgewandelt, wobei der Granat von der Oberfläche und von Klüften aus sich in einem netzartigen Adergewebe in dem Diallag verbreitet. Die Amphibolitisirung fehlt bei Wurlitz nach Michael's Angaben.

Die mechanischen Deformationen, welche der Diallag erkennen lässt, werden bei der Structurlehre der Gabbro-Gesteine zur Besprechung gelangen.

Von rhombischen Pyroxenen treten in den Gabbro-Gesteinen sowohl Hypersthen, wie Bronzit auf. Beide zeigen fast stets mehr oder weniger vollkommenen Idiomorphismus gegenüber den Plagioklasen, wenn auch scharfe Ecken und Kanten ziemlich selten sind. Ihre Formen sind diejenigen kurzer, gedrungener Säulen, deren Durchschnitt wegen der herrschenden Pinakoide angenähert quadratisch ist. Nur wo der Hypersthen genetisch mit Olivin verbunden ist, oder doch wenigstens denselben umhüllt, pflegt ihm jede Andeutung von krystallographischer Abgrenzung gegen den Plagioklas zu fehlen. Hypersthen und Bronzit, beziehungsweise Enstatit sind hier nur nach Farbe und Pleochroismus unterschieden; und zwar sind die deutlich pleochroitischen Vorkommnisse als Hypersthen bezeichnet. — Über die sogenannte Mikrostructur der rhombischen Pyroxene, sowie über ihre Umwandlung in Bastit vgl. Bd. I. 3. Aufl. S. 449. Die Verwachsungen

mit und die Umwandlung in Amphibol sind die gleichen, wie bei Diallag. Letztere wurde zuerst von Becke beobachtet, dann auch von Williams. In den Hypersthengabbros von Baltimore ist nach Williams die äussere, aus dem Hypersthen sich entwickelnde Hornblendezone farblos, nach innen hin, gegen den Hypersthenkern zu wird sie grün, während die Hornblende der Mäntel um den Diallag nur grün ist. In der vollendeten Pseudomorphose von Hornblende nach Pyroxen in diesem Gestein ist central gern Quarz in Körnern poikilitisch eingewachsen. Poikilitische Durchwachsung der Hornblende, aber auch des Diallags mit Feldspath, Erzen u. s. w. trifft man auch in den Odenwälder Gabbros, besonders schön nach Chelius in den bis faustgrossen grünen Hornblenden bei Seeheim. Eine eigentliche Smaragditbildung aus Bronzit oder Hypersthen kennt man jedoch nicht. — Dunkler Magnesiaglimmer ist oft in regellos begrenzten Lappen dem Bronzit, wie dem Diallag eingewachsen, kommt dagegen im stark pleochroitischen Hypersthen nur selten vor; auch dieses Mineral wird von manchen Autoren für secundär gehalten.

Neben den mit den Pyroxenen innig verbundenen Amphibolen treten verschiedene Glieder dieser Gruppe auch oft selbständig in Gabbro-Gesteinen auf; am häufigsten eine grüne bis braungrüne, auch braune Hornblende, durch welche die Übergänge in Augitdiorite, Syenite und andere saurere Gesteine vermittelt werden. Nach Chelius umschliesst solche Hornblende in Odenwälder Gabbros schmale, schwarze, sich unter 30° oder 60° schneidende Säulchen, die im auffallenden Lichte metallischen Glanz und lebhaften Schiller zeigen. Tief rothbraune Hornblende erscheint gern in den durch ihren stark pleochroitischen Hypersthen ausgezeichneten skandinavischen und canadischen Noriten, so auch in dem Gabbro von Le Prese im Veltlin u. a. O. Wo solche rothbraune Hornblende sich findet, umgiebt sie gern mantelartig den Olivin, wenn dieser im Gestein vorkommt, oder sie setzt sich rosettenartig um Ilmenit und andere Eisenerze. — Sehr hellgrüner, strahlsteinartiger Amphibol tritt in vielen feldspatharmen oder feldspathfreien, peridotitischen Facies von Gabbros und Noriten auf. — Die grüne Hornblende scheint verhältnissmässig leicht in Chlorit mit Epidot und Calcit zersetzt zu werden; eine Umwandlung derselben in grünen Glimmer beschreibt Kloos aus Gabbro von Kastel im Wiesenthal, Schwarzwald.

Der neben Diallag und rhombischen Pyroxenen oft accessorisch,

in manchen Vorkommnissen recht reichlich vorhandene Glimmer ist zumeist ein brauner, dem Anschein nach normaler Biotit; er bildet gewöhnlich unregelmässige Blättchen, die in allen Gemengtheilen eingewachsen sind oder die sich auch sehr oft rosettenartig um Eisenerze herum lagern. Sehr selten nimmt er die Form hexagonaler Tafeln an. Zwillingsbildungen nach dem Glimmergesetz sind selten zu erschliessen aus dem Pleochroismus oder den lamellar wechselnden Interferenzfarben zwischen gekreuzten Nicols. Eine Umwachsung des Glimmers durch Hornblende erwähnt Vrba aus Gabbro vom Lichtenau-Fjord in Grönland. Bei Zersetzungsvorgängen bleicht sich der Biotit stark und enthält dann oft einzelne Nadeln oder sagenitartige Gewebe von Rutil (Schmalenberg). — In peridotitischen Gabbro- und Norit-Facies findet sich oft ein eigenthümliches glimmerartiges Mineral in breiten Blättchen, welches durch seinen starken Pleochroismus (rothbraun bis blutroth für die parallel der Spaltbarkeit schwingenden Strahlen, hellgrün bis farblos für die dazu senkrechten Schwingungen) auffällt. Der Axenwinkel desselben ist stets klein.

Olivin ist auf bestimmte Glieder der Gabbro-Familie beschränkt. Er bildet rundliche bis eckige Körner*, welche oft eine gewisse Annäherung an idiomorphe Begrenzung, die wohl erst durch magmatische Resorption verloren ging, erkennen lassen. Dass aber solche in ausgedehntem Maasse vorkomme, das beweist die eigenthümliche und äusserst verbreitete Umrandung durch Hypersthen, braune Hornblende und Diallag, oder durch mehrere dieser Mineralien gleichzeitig. Im letzteren Falle liegt der Hypersthen dem Olivin zunächst; erst auf diesen folgt Hornblende oder Diallag. Seltener ist die Umwachsung durch Glimmer. Dass die Gabbro-Olivine oft sehr eisenreich sein müssen, beweist ihre nicht selten gelbe bis braune Farbe im durchfallenden Lichte und die massenhafte Ausscheidung von Eisenerzen bei beginnender Umwandlung.

Der Olivin umschliesst ausser den mit ihm associirten älteren Gemengtheilen, zumal Erzen und Spinelliden (Chromit, Picotit, Pleonast), gern Flüssigkeitseinschlüsse und eigenthümliche mikro-

* Zwillingsbildung giebt Lacroix von dem Olivin eines hyperitischen Gabbro von Pallet (Loire-Inférieure) an. In der Notiz in den C. R., welche oben citirt ist, wird als Zwillingsebene angegeben „a^1 (101)“; im Bull. Soc. min. Fr. 1889. XII. 241 heisst es nur: „suivant des lignes droites correspondant à une face d'un dôme de la zone ph^1 (001) (100)“, in Minéraux des roches heisst es: „groupements en croix avec face d'association e^2 (?) dans les gabbros (Lx.)“.

lithische Interpositionen. Dieselben sind dunkelbraun bis opak, nadelförmig, oft gebogen und geknickt oder zu sternartigen Gruppen aggregirt. Seltener sind sie tafelförmig und ähneln dann einigermaassen den Diallag- und Hypersthen-Einschlüssen. Sie scheinen auf den Hauptschnitten des Olivin zu liegen, also in drei zu einander senkrechten Ebenen, und häufen sich hier bisweilen so, dass der Olivin kaum durchsichtig ist. Es wird angegeben, dass sie sich in Salzsäure lösen und Judd theilt mit, dass auch diese Einschlüsse in den tertiären Hebriden-Gabbros an tiefere Theile der Massen gebunden seien.

Die normale atmosphärische Verwitterung des Olivin führt entweder zu Serpentin oder zur Bildung von Eisenoxyden. Aus dem Serpentin entwickelt sich anscheinend unter gewissen geologischen Verhältnissen auf metamorphem Wege wieder ein brauner Glimmer. Durch die mit der Serpentinisirung des Olivin verknüpfte Volumzunahme werden die an den Olivin angrenzenden Gemengtheile, zumal Plagioklas, zersprengt und von radial divergirenden Sprüngen durchzogen. — Max Schuster beobachtete, dass Olivin, der in den Feldspath eines Anorthit-Olivingabbro eingebettet war, am einen Ende in Biotit, am andern in Talk umgewandelt war. — Auch am Frankenstein im Odenwald findet sich die Umwandlung des Olivins in Talk. Magnetit ist gelegentlich Nebenproduct bei der Umwandlung der Olivine. — Andere Umwandlungsvorgänge der Olivine, wobei Amphibolmineralien, Granat und Spinell entstehen, gehören nicht zur Verwitterung und werden an späterer Stelle behandelt werden.

Unter den Eisenoxyden scheint Titaneisen und titanhaltiges Magneteisen entschieden zu herrschen, wie sich aus der Häufigkeit der Umrandung dieser Mineralien durch Leukoxen (Titanit) ergiebt. Die Neubildung von Anatas bei der Umwandlung von Ilmenit glaubt Verf. bei Gabbro-Geschieben der norddeutschen Tiefebene beobachtet zu haben. — Gesetzmässige Verwachsungen von Ilmenit und Magnetit beschreibt Harker aus Gabbro von Carrock Fell. — Hervorzuheben ist der sehr wechselnde Idiomorphismus der Eisenerze, die nicht selten sogar gegen Labrador allotriomorph sind. Ihre Bildungsperiode muss eine lang anhaltende gewesen sein.

Öberg und Svedmark beobachteten Graphit in Gesellschaft von Eisenerzen im Gabbro von Radmansö.

Nach Judd wies Buchanan vermittelst der Andrew'schen Methode

in Gabbros der westschottischen Inseln auch gediegenes Eisen als Gemengtheil nach, woraus man wohl auf sehr bedeutende Tiefen als Ort der Gesteinskrystallisation würde schliessen können, wenn dasselbe nicht durch Reductionsprocesse secundär entstanden ist.

Magnetkies, der durch seinen Nickelgehalt hohe technische Bedeutung gewinnen kann, ist oft in Gabbro-Gesteinen in kleinen Blättchen eingesprengt, oder in grösseren Massen an dieselben gebunden. — Auffallenderweise scheinen manchen Gabbro-Gesteinen die Eisenerze mehr oder weniger vollständig zu fehlen, und zwar immer dann, wenn diese reich an Pyroxen sind und demzufolge die Plagioklase nur in rundlich-eckigen Individuen in dem Diallag oder Hypersthen eingeschlossen sind. Das erinnert an ganz ähnliches Verhalten mancher Diorite.

Chromit oder Picotit in braun durchsichtigen Oktaëdern oder rundlichen Körnern ist oft recht reichlich den verschiedensten Gabbro-Gesteinen beigemengt und liegt dann in allen beliebigen Gemengtheilen eingeschlossen. Die Vorkommnisse der Gegend von Harzburg liefern gute Beispiele, ebenso manche skandinavische, wie Nartelge in Schweden, Harvik auf Sorö im nördlichen Norwegen u. A. — Ein grüner Spinell, den auch Törnebohm und Neef schon beobachteten, scheint zumal olivinreiche Gesteine zu lieben; er ist bald in guten Krystallen (Skurruvaself im Kirchspiel Grogn in Norwegen), bald in unregelmässig begrenzten lappigen Partien (Store Bekkafjord im nördlichen Norwegen) ausgebildet und hier vielleicht secundär. — Romberg beobachtete ihn in argentinischen Gabbros, Matthew in olivinreichem Gabbro von St. John, New Brunswick, auch er hielt ihn für secundär. In den Noriten der Cortlandt Series am Hudson steht dieser grüne Spinell zwischen Hercynit und Pleonast nach Williams. Die Analyse ergab 54 % Al_2O_3, 35 % FeO und 11 % MgO*.

* Linck fand in etwas amphibolitisirtem Gabbro oberhalb Le Prese im Veltlin Massen und Knauer, die vorwiegend aus hercynitähnlichem Spinell bestehen, und bisweilen in mehrere Centimeter grossen, unregelmässig begrenzten Plagioklasindividuen der Zusammensetzung Ab_3An_5 schwimmen, sowie von etwas Korund begleitet werden. In andern Fällen bestehen diese Massen aus Sillimanit mit untergeordnetem Spinell und Rutil, sowie Biotit. Auch Pyrit oder Magnetkies ist beigemengt. Das ist ganz die Paragenese des Hercynit von Ronsperg in Böhmen, der in Amphiboliten auftritt, der dunklen Einschlüsse im Klausener Diorit und in dem der Cortlandt Series (vergl. S. 268), sowie des Odenwaldes. Eine Probe des letzteren Vorkommens von der Asbestgrube Niederbeerbach zeigt dieselben grossen allotriomorphen Plagioklasindividuen, in denen zahllose Korundkrystalle, tafel-

Apatit hat bald die normale Form langsäulenförmiger, quergegliederter Krystalle, bald bildet er angenähert eiförmige, abgerundete Individuen. Die letztere Form scheint an dynamometamorphe Facies vorwiegend gebunden zu sein.

Zirkon kommt in den durchaus normalen Gabbros wohl nur sehr vereinzelt vor. Wo dieselben jedoch geologisch mit Graniten und Dioriten oder andern saureren Tiefengesteinen verknüpft sind, ist er ebenso vorhanden, wie in diesen. Harzburg, Modauthal im Odenwald, Ivrea in Piemont, Le Prese im Veltlin liefern die besten Beispiele. Spärlich fand er sich in metamorphen Facies des Gabbro von Nartelge, bei Gilford, N. H., Prato bei Florenz und an der Riviera di Levante.

Der Quarz gehört im Allgemeinen nicht zu dem normalen Bestande der eigentlichen Gabbros. Immerhin ist er in kleinen Mengen nicht eben allzuselten; mit einiger Häufigkeit erscheint er in solchen Gabbros, die durch Übergänge mit Dioriten und Graniten verbunden, beziehungsweise mit diesen Tiefengesteinen geologisch vergesellschaftet sind. So beobachtete ihn schon Streng an der Baste und am Schmalenberge bei Harzburg; so erscheint er in den Gabbrogesteinen der Gegend von Ivrea in Piemont, Eichstädt fand ihn in denen des Kirchspiels Alsheda u. a. O. in Schweden, G. H. Williams am Mount Hope bei Baltimore, Chester in dem Gabbro von Wilmington, Delaware, der nach ihm in Quarzglimmerdiorit (er nannte ihn Granit) übergeht. In solchen Vorkommnissen hat der Quarz durchaus die Eigenschaften und Einschlüsse des Granitquarzes und ist die letzte Ausscheidung aus dem Magma. Nicht selten erscheint dann neben ihm etwas Orthoklas. Selbst in den canadischen Anorthositen kommt nach Adams gelegentlich etwas Quarz vor, zumal wo kataklastische Phänomene sich zeigen. G. H. Williams beschreibt einen gangförmigen Quarz-Hypersthen-Biotit-Gabbro von hyperitischem Charakter aus der Township Blezard im Sudburydistrict, Canada, Molengraaf einen Quarz-Hornblendegabbro von Rhenosterkop auf dem Hoogeveld in der südafrikanischen Republik.

---

förmig nach der Basis, und Erzkörner, sowie in wechselnder Menge Sillimanit und Spinell schwimmen. Dasselbe bildet schmale Streifen und breitere Partien (A. Andreae und W. König, Der Magnetstein vom Frankenstein an der Bergstrasse. Abhdl. Senckenberg. naturf. Ges. Frankfurt a. M. 1888. 62) in saussüritisch verändertem Hornblendegabbro. Auch die Einschlüsse im Eisenbasalt von Uifak in der Disko-Bucht, Westgrönland, zeigen die gleiche Structur und sind verwandte Bildungen.

— Merkwürdigerweise enthält der Quarz gewisser Gabbros der Grafschaft Harford in Maryland die staubförmigen Interpositionen der braunen Plagioklase. Diese Gabbros sollen in Augitgranite übergehen. Auch die Perthitophyre Chrustschoff's von Volhynien enthalten stellenweise und bisweilen reichlich Quarzkitt. De la Vallée-Poussin und Renard beobachteten in einem Gabbro von Hozémont in den Ardennen den Quarz neben Serpentin, dessen Entstehung aus Olivin sie für wahrscheinlich halten. Dieser Quarz soll sogar Glaseinschlüsse führen. — Granophyrische Verwachsungen von Quarz mit Feldspath, bald Orthoklas, bald Plagioklas, kommen ebenfalls vor; so im Gabbro-Diorit von Sjugare, Leksand, Dalekarlien, nach Harker im Gabbro von Carrock Fell, der gelegentlich durch seinen Augit und seine Structur dem Konga-Diabas ähnlich wird, nach Bayley im Olivingabbro von Pigeon Point, Min.

Granat als accessorischen Gemengtheil eines normalen Gabbro von Böhrigen erwähnt Dathe. In Anorthositen von Nord-Amerika ist er nicht selten. Meistens ist die Anwesenheit dieses Minerals im Gabbro unverkennbar an Umwandlungsvorgänge gebunden. — Turmalinsonnen fanden sich in einem grobkörnigen, eugranitischen Gabbro von Duluth.

Classification der Gabbrogesteine.

Die wesentlichen Gemengtheile der Gabbrogesteine, wie sie oben angeführt wurden, ordnen sich in überaus wechselnder relativer Menge, sehr oft unter vollständigem Ausfall eines oder mehrerer derselben, zu einer sehr typenreichen Reihe. In dieser kann man behufs einer übersichtlichen Darstellung zunächst nach dem herrschenden farbigen Gesteinselement die eigentlichen Gabbros, die neben basischem Plagioklas Diallag, die Norite, die neben basischem Plagioklas einen rhombischen Pyroxen enthalten, und die Hornblendegabbros unterscheiden. Die beiden ersten Typen gliedern sich dann weiter je nachdem sie Olivin als wesentlichen Gemengtheil führen oder nicht. — Eine eigenthümliche Gruppe bilden die canadischen und verwandte Anorthosite zusammen mit den norwegischen Labradorfelsen. — Aus allen diesen Haupttypen entwickeln sich durch Zurücktritt der Feldspathe Peridotite, Pyroxen- und Amphibolgesteine, durch Zurücktritt der Pyroxene bei vorhandenem Olivin die Forellensteine (Troktolithe) und durch concretionäre Anhäufung des Magnetit und Ilmenit verschiedenartige Erzmassen.

Es ist nicht zu bezweifeln, dass jeder der aufgeführten Typen geologisch unabhängig ist und gelegentlich in makelloser Reinheit selbständige Massen bildet. Weit häufiger jedoch treten mehrere dieser Typen in wechselnder Ausdehnung durch Übergänge mit einander mehr oder weniger innig verknüpft, seltener etwas schärfer geschieden, zu einer geologischen Einheit verbunden auf. — Zwischenformen sind fast häufiger, als die reinen Typen. — Übergänge in saurere Tiefengesteine, zumal die Diorite, sind weit verbreitet.

Die eigentlichen Gabbros im ideal reinen Zustande würden aus basischem Plagioklas, Diallag, Titan- oder Magneteisen und etwas Apatit bestehen. Solche reine Typen kommen in Ligurien, auf Anglesey (Tynewidd), in Skandinavien, in vorzüglicher Frische und auffallend normaler Structur bei bald recht grobem, bald feinem Korn in Vaerdalen in Norwegen u. a. O., aber doch im Ganzen recht selten vor. Meistens ist neben dem Diallag auch ein rhombischer Pyroxen verhanden; durch dessen Zunahme die Übergänge in Norite vermittelt werden; ebenso Olivin, der zu den Olivingabbros, Hornblende und Biotit, die zu den Dioriten hinüberführen. Hierher gehören, um einige der wichtigsten Vorkommnisse zu erwähnen, die „grünen Gabbros" von Volpersdorf, die Gabbros von Oderen im Oberelsass, Ehrsberg, Häg und Kastel im südlichen Schwarzwald, Cap Lizard in Cornwall, von der Küste von Ayrshire in Schottland, von den westschottischen Inseln. Tschermak beschrieb einen Gabbro vom Wolfgangsee bei Ischl und ist geneigt, auch den Sillit* Gümbel's vom Sillberge bei Berchtesgaden hierher zu stellen. Die weite Verbreitung der Gabbros in Skandinavien und Finland, die wir besonders durch die Arbeiten von Törnebohm, Wiik, A. Sjögrén, Gylling, Helland, Hagge, Philippson und Eichstädt kennen, bedingt die Häufigkeit dieser Gesteine unter den Glacialgeschieben der norddeutschen Tiefebene, welche von Heinemann, Lang, Liebisch, Neef beschrieben wurden. Die Gabbros des Banats, Bosniens, der Herzegowina, des Balkan, von Samothrake und Chalcidice wurden von Koch, v. John, Niedzwiedzki und Becke, südafrikanische von Setigalanga von Cohen, ostafrikanische von Monrovia von Lenz, solche von Luzon von v. Drasche (Insel Luzon, Wien 1878) studirt. Die schönen Gabbros von New Hampshire

* Die mir zu Gesicht gekommenen, allerdings stets sehr zersetzten Handstücke des Sillits entstammten zweifellos nicht einem Tiefengestein; sie hatten — soweit solche überhaupt noch erkennbar waren — die Charaktere olivinfreier Melaphyre.

wurden von G. Hawes, canadische von F. Adams, spanische von Macpherson untersucht.

Eine ganz eigenartige Stellung haben die Gabbros der Gegend von Harzburg, welche geologisch zum Brockengranitit gehören und über deren mannichfache Ausbildung wir besonders durch Lossen (cf. Granit) und Streng unterrichtet sind. Neben den sehr allgemein vorkommenden Übergängen in Olivingabbros, Norite (Enstatitfels), Olivinnorite, Forellensteine und Serpentine ist es hier besonders das Auftreten sehr biotitreicher Varietäten, die dann gern Augit statt Diallag führen, und zugleich quarzhaltig werden, welche das Interesse beanspruchen. Lossen hat diese Gesteine Biotit-Augit-Gabbro* genannt und fand sie sowohl im Radauthale, wie in dem nördlichsten Ausläufer der Randzone an der östlichen Peripherie des Brockenmassivs.

Eine ähnliche Mannichfaltigkeit der mineralogischen Ausbildung zeigen die von Chelius besprochenen Gabbros des nördlichen Odenwalds in dem Gebiet zwischen dem Westabfall des Gebirges und dem Modauthale. Neben normalem Gabbro treten Olivingabbro, Olivindiallag-Gesteine, Serpentine, plagioklasreiche Eisenerze, sehr hypersthenreiche Varietäten auf und andererseits verläuft der normale Gabbro zufolge Ersetzung des Diallag durch Hornblende in Hornblendegabbro, der von normalem Diorit um so weniger zu unterscheiden ist, als auch mit diesem mineralogischen Wechsel der Eintritt der Dioritstructur verbunden ist.

Nach der Schilderung von Capellini müsste auch der sogenannte Oligoklasit (Bombicci) vom Monte Cavaloro im Reno-Thale bei Bologna ähnliche Verhältnisse zeigen, denn neben den in den Sammlungen verbreiteten, olivinhaltigen und hypersthenreichen Varietäten erwähnt der genannte Forscher Ausbildungsformen, die er direct mit Tonalit und Banatit vergleicht. Auch bei Le Prese im Veltlin und an einigen piemontesischen Fundorten scheint Ähnliches vorzukommen.

Noch immer nicht hinreichend aufgeklärt für das Verständniss diesseits der Alpen ist das Zusammenauftreten von Gabbro mit Lherzolithen, Serpentin und Diabas in Gesellschaft von Kiesel-

* Solchen Augitgabbro, d. h. Gabbro, dessen Pyroxen des Diallaghabitus ermangelt, giebt Retgers von mehreren Localitäten des Bezirks Martapoera in Borneo an. Ihr Augit ist bei Tiwinggan auffallend pleochroitisch mit a hellbraun, b saftgrün, c blaugrün bis grasgrün. Die Gesteine sind z. Th. quarzhaltig.

schiefern und Hornsteinen im gefalteten Eocän der Riviera, wie es in den letzten Jahren Lotti, Issel, Parona, di Stefani u. A. beschrieben haben. Bedeutsam scheint die gleichmässige Verknüpfung der Kupfererze mit Gabbro und Diabas und zwar stets nahe der Grenze gegen den Serpentin, die als scharf angegeben wird, während Diabas und Gabbro in einander verlaufen und sich gegenseitig umschliessen sollen, ohne dass von mechanischen Einschlüssen des einen Gesteins im andern gesprochen würde. Eine Erklärung liefert vielleicht der Vergleich mit den später zu erwähnenden Vorkommnissen der Hebriden, welche Judd, Geikie und Teall genau untersucht haben.

Neuerdings hat Viola die ganze Reihe vom Wehrlit-Serpentin durch die Norite und Gabbros bis zum Hornblendegabbro und sehr feldspathreichen Gesteinen, die er Plagioklasite nennt, in concordanter Einlagerung in gefaltetem Eocän aus dem oberen Sinni-Thale in der Basilicata beschrieben und abgebildet, zumal aus der Umgebung des Dorfes Episcopia. Wo die ganze Reihe in einem Lager entwickelt ist, liegen die Serpentine zu unterst und die verschiedenen Gabbro-Typen mit im Allgemeinen nach oben zunehmendem Feldspath folgen darüber. Die Hornblendegabbros, welche sehr dicht und z. Th. schiefrig werden, mit abwechselnden Lagen von Feldspath und farbigen Gemengtheilen, enthalten viel Orthoklas. Über diesen folgt an zwei Punkten der Vorkommnisse (Manca di sopra auf dem linken und Timpa Dorica auf dem rechten Sinni-Ufer) ein granatführender Olivingabbro. Zwischen den eigentlichen Gabbrogesteinen oder dem Serpentin und dem normalen Sediment schalten sich bis zu 15 cm mächtige Zonen von Randgesteinen (Roccie di sponda) ein, welche als Granite und Aplite (letzteres im mineralogischen, nicht im geologischen Sinne genommen) beschrieben werden. An einer Stelle gehen diese in fast reines Quarzgestein über. An einer andern Stelle am rechten Sinni-Ufer gelangt man vom Serpentin durch granatführenden Olivingabbro zu einem als Granatschiefer bezeichneten Randgestein, welches wesentlich aus Orthoklas, Granat und Ilmenit mit accessorischem Albit, Zirkon, Rutil, Apatit, Magnetit, Eisenglimmer und Olivin nebst secundärem Pyrit, Calcit, Chlorit und Quarz besteht.

Sehr interessante Angaben macht Harker über den Wechsel in der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung des Gabbro-Massivs vom Carrock Fell am Rande des nordenglischen Lake-Districts. Das Gestein wird von innen nach aussen basischer in

concentrischen Zonen, die durch alle denkbaren Übergänge unter einander verbunden sind. In demselben Sinne wechseln die Dichten von weniger als 2,85 im Centrum bis zu 2,95 und 3,22 an der Peripherie. In den mittleren Theilen ist fast kein Eisenerz vorhanden, aber reichlich granophyrische Quarzfeldspathaggregate; an der Peripherie fehlen diese und die Erze sind reichlich. Zwischen den Grenzen von $d = 2{,}85$ und $d = 2{,}95$ liegen die normalen Gabbroformen. Ganz besonders häuft sich am Carrock Fell in den an oxydischen Eisenerzen reichen Randbildungen das Titan und die Phosphorsäure, was mit Beobachtungen von J. H. L. Vogt über die Beziehungen von Fe, Ti und P in den oxydischen Eisenerzsecretionen stimmt. Wenn dagegen Vogt darthut, dass die so oft mit Gabbrogesteinen verbundenen bald sulphidischen, bald oxydischen Eisenerzausscheidungen sich so vertheilen, dass die ersten randlich, die letzten central liegen, so ist das hier nicht zutreffend. Harker giebt hierfür eine wohl sachgemässe Erklärung, wenn er annimmt, dass die Vogt'sche Regel sich auf magmatische Differentiation bezieht, der am Carrock Fell vorliegende Fall aber durch die Reihenfolge der Krystallisationen im Magma bedingt sein dürfte (vergl. oben S. 61—65). Mit dem Gabbro des Carrock Fell kommt Granophyr zusammen vor; dieser ist jünger und hat den Gabbro durchbrochen. Von einem Übergange des Gabbro in Granophyr ist nirgends auch nur eine Spur aufzufinden.

A. Bittner und C. v. John beschreiben einen mächtigen Eruptivstock in den Werfener Schichten oberhalb Jablanica in Bosnien-Herzegowina, von etwa 5 km Durchmesser in der Richtung N.-S., entsprechend dem schluchtartigen Durchbruch der Narenta durch denselben. Er besteht aus Gesteinen, die sich wesentlich aus Plagioklas, Pyroxen (lichtbraunem, mit Hornblendefetzen innigst durchspicktem Diallag und monoklinem Augit von der Farbe und mit dem Pleochroismus des Hypersthen), braungrüner Hornblende und Magnetit nebst accessorischem Quarz, Olivin und Titanit zusammensetzen. Indem sich diese Gemengtheile in sehr wechselnder Menge associiren, entstehen verschiedene Gesteinstypen. An beiden Rändern des Durchschnittes, den die Narenta bietet, finden sich Augitgabbro- und Hornblendegabbro-Facies, deren Feldspath Labrador ($Ab_3 An_4$) ist, und die im Süden durch herrschenden Augit, im Norden durch herrschenden Amphibol charakterisirt sind. Beide Varietäten enthalten Quarz. Die Augitgabbro-Facies wird mit den Schemnitzer Banatiten verglichen, von denen sie jedoch der viel niedrigere

Gehalt an SiO_2 (46,9 % gegen 55,4 %) scheidet. Im Centrum treten quarzfreie, spärlich Olivin-führende Olivingabbros und diallagreiche, den augitdioritischen Facies verwandte Gabbros auf, deren Feldspath Bytownit ($Ab_1 An_4$) ist. Diese Gabbros enthalten neben feinkörnigen, fast schwarzen, hornblendereichen Schlieren auch solche, die fast nur aus Feldspath (Oligoklas $Ab_4 An_1$) bestehen. Die Feldspathe dieser Gesteine sind sehr frisch und z. Th. wasserhell durchsichtig, z. Th. durch staubartige Interpositionen getrübt. — Hier liegen also die basischeren und eisenreicheren (22,10 %) Massen im Centrum, die weniger basischen und eisenärmeren (9,65 %) peripherisch.

In der Grafschaft Baltimore in Maryland beschrieb G. H. Williams in eingehendster Weise ein mächtiges Gabbromassiv als Hypersthengabbro. Bytownit, Diallag und Hypersthen, mit accessorischer brauner Hornblende, die oft mit unregelmässig vertheilten opaken Interpositionen erfüllt ist, mit etwas Magnetit und Apatit bilden das Gestein; Olivin wurde nur einmal spärlich wahrgenommen. Turmalin-führende Quarzgänge und Pegmatite, die auch sonst in Gabbro gern aufsetzen, durchqueren den Gabbro. Die Korngrösse wechselt oft und auffallend rasch. Hypersthen und Diallag umgeben sich mit Mänteln von sehr heller, nach aussen tiefer grün werdender Hornblende, welche zuletzt die Pyroxene vollständig ersetzt. Sie ist fasrig und im Centrum gern poikilitisch mit Quarz durchwachsen. Eine mehr compacte grüne Hornblende, die stark mit Magnetit central durchsprenkelt ist, scheint aus der braunen Hornblende hervorgegangen zu sein. Das sind dieselben Verhältnisse, wie sie die Odenwälder Hornblendegabbros zeigen. Der Feldspath ist dann z. Th. saussüritisch verändert durch Neubildung von Zoisit und Epidot, denen sich gelegentlich Granat zugesellt. Auch Rutil und Titanit finden sich hie und da in dieser Ausbildungsform, welche Williams als Gabbro-Diorit bezeichnet. Die Structur dieser Gabbro-Diorite ist dieselbe, wie die des Gabbro, oder sie sind mehr oder weniger schiefrig geworden. Derartige Ausbildungsformen darf man nicht zum Hornblendegabbro stellen, sie sind, wie weiter unten darzulegen ist, secundärer Natur. Mit diesem Hypersthengabbro sind eigentliche Olivingabbros spärlich (Gwynn Falls), olivinführende Peridotite, deren Bytownit nicht die braune Bestäubung wie im Hauptgestein zeigt, vielfach und ebenso reine Pyroxengesteine reichlich verknüpft.

In ganz besonderer Schönheit wären saure und basische Glieder der Gabbro-Reihe nach der Schilderung Irving's in den

tieferen Theilen des Eruptiv-Complexes der Keweenah Series am Lake Superior entwickelt. Er unterscheidet neben normalem und Olivingabbro einen Orthoklas-führenden Gabbro, welcher stets olivinfrei ist, einen saueren Plagioklas (Oligoklas) führt, bedeutende Quantitäten grosser Apatitkrystalle, titanreiches Eisenerz enthält und sich durch leichtere Zersetzbarkeit seiner Feldspathe, sowie durch allgemeine Amphibolitisirung seiner Pyroxene charakterisirt. Als weitere Ausbildungsformen nennt er Hornblende-Gabbro, der neben Diallag reichlich braune Hornblende, etwas Orthoklas und primären Quarz führt (Gesteine, die Pumpelly Augit-Diorite genannt hatte) und ein fast nur aus Anorthit bestehendes, nur kleine Mengen von Olivin und Diallag enthaltendes Gestein, welches gangförmig oder in eckigen Massen im normalen Gabbro auftritt. Nach Irving's Darstellung sind diese Gabbro-Gesteine effusiv und wären also streng genommen nur Tiefenfacies von Ergussgesteinen, wie die von Judd beschriebenen tertiären Hebriden-Gabbros und nach der Darstellung der österreichischen Geologen die Flyschgabbros Bosniens und der Herzegowina. — Offenbar hat Irving zusammengefasst, was nicht zusammen gehört. Lawson erkannte, dass an der Minnesota-Küste des Lake Superior das Liegende der Keweenaw-Stufe von dichten Anorthositen gebildet wird, von denen zahlreiche Einschlüsse sich in den basischen Ergussmassen des Keweenaw finden. Diese Anorthosite gehören zum Laurentian und haben ebenso wenig, wie die von Streng beschriebenen Gabbros von Duluth mit der kupferführenden Effusivformation des Keweenaw zu thun. Zwischen beiden liegt ein weites Intervall; die Anorthosite ziehen sich unter der jüngeren Formation mit der für das canadische Laurentian so charakteristischen roche moutonnée-Oberfläche (hammocky surface) hin.

Das von Törnebohm Hyperit genannte, zwischen Gabbro und Norit mitten inne stehende Gestein tritt im Gebiet des Magnetitgneisses in Wermland auf einer breiten Zone vom N.-Ufer des Wener-Sees bis an die norwegische Grenze als Gang, langgezogenes Massiv und als concordant den Gneissplatten eingeschaltetes Lager auf. Eichstädt wies seine Verbreitung in Småland und Schonen nach. Als Typus desselben wird von Törnebohm ein Vorkommen von Ölme bei Kristinehamm betrachtet, welches in deutlich gabbroartigem Gefüge aus basischem Plagioklas, Augit, Hypersthen, Olivin, Ilmenit und etwas Apatit besteht. Die relativen Mengen von monoklinem und rhombischem Pyroxen schwanken stark und mit

der Menge des vorhandenen Hypersthen steht diejenige des Olivin in umgekehrtem Verhältniss. Die grösseren Intervalle der Plagioklas-Individuen werden von den Pyroxenen, die kleineren z. Th. von Quarz, z. Th. von einem, wahrscheinlich dem Orthoklas zuzuzählenden Mineral erfüllt. Der Augit erhält durch Interpositionen oft den Habitus des Diallag, doch liegen diese nicht auf (100), wie bei Diallag, sondern auf (001). Um den Ilmenit trifft man Hüllen von braunem Glimmer. Der bald farblose, bald durch Interpositionen braun gefärbte Olivin scheidet, auch ohne Serpentinbildung, Eisenerze auf den Spalten aus. Quarz und Orthoklas sind nicht in allen Hyperiten vorhanden. — Sehr verbreitet sind die Hyperite in Telemarken und haben ein eminent praktisches Interesse, weil sie die Bringer des Apatits sind. Die Vorkommnisse aus der Gegend von Kragerö pflegen in deutschen Sammlungen vorhanden zu sein (Valeberg, Gomö etc.). — Diese Gesteine zeigen in Schweden und andern Gebieten eigenthümliche Mäntel von fasriger Structur um gewisse Gemengtheile, die an späterer Stelle zur Besprechung gelangen werden. — Die genannte Wechselbeziehung zwischen Hypersthen und Olivin ist an vielen, von keinerlei durchgreifender Metamorphose berührten Localitäten, so auch an den für Deutschland wichtigsten schlesischen Vorkommnissen nachweisbar. — Hierher, zu den Hyperiten, dürfte auch eine Gangformation aus den Gneissen, Graniten und Quarziten, der Thousand Islands im St. Lorenzstrom, Canada, gehören, welche C. H. Smyth zu den Diabasen und Olivindiabasen stellt. Er beobachtete, dass der braune Biotitrand um den titanhaltigen Magnetit nur dort vorhanden ist, wo er sich mit Plagioklas berührt; er fehlt durchweg, wo der Magnetit an Augit stösst.

Für die Olivingabbros aller Vorkommnisse ist gegenüber den normalen Gabbros eine gewisse Summe von Eigenschaften charakteristisch, unter denen besonders die Neigung zu starken Schwankungen in den relativen Quantitäten der wesentlichen Gemengtheile hervorzuheben ist. Es entwickeln sich demnach aus dem typischen, von basischem Feldspath, Diallag, Olivin und Eisenerz gebildeten Gestein durch Zurücktreten oder Verschwinden des Pyroxens die sogenannten Forellensteine, durch mehr oder weniger vollständiges Verschwinden des Feldspaths Peridotite, durch gleichzeitige starke Abnahme oder vollständigen Austritt von Feldspath und Diallag reine Olivin- oder Serpentingesteine, durch starkes Überwuchern der Eisenerze Massen von Titaneisen,

Magneteisen oder Chromeisen, deren Zugehörigkeit zu Gabbros durch beigemengte Reste eines oder mehrerer der normalen Gemengtheile Plagioklas, Olivin oder Pyroxen dargethan wird. Weitere Modificationen werden durch Eintritt von Amphibol an die Stelle von Pyroxenen und Übergänge in die Norite durch Überwuchern der rhombischen Pyroxene gegenüber dem Diallag bedingt. — Neben den wesentlichen Gemengtheilen treten gewissermaassen stellvertretend dieselben Mineralien ein, welche bei dem olivinfreien Gabbro genannt wurden.

Der Olivingabbro scheint fast verbreiteter zu sein, als der olivinfreie. So findet er sich als sogenannter schwarzer Gabbro in engem geologischem Verbande mit dem olivinfreien bei Volpersdorf und Hausdorf, übergehend in Forellensteine, Peridotite und Serpentine; er begleitet den Gabbro des Harzes mit der gleichen Faciesbildung, ebenso denjenigen des nördlichen Odenwaldes und Piemonts. Der Olivindiabas Cossa's von Mosso gehört hierher. Bei Penig finden sich olivinreiche neben olivinfreien Gabbros, ebenso im Veltlin. In Skandinavien und daher im norddeutschen Glacialdiluvium, in Canada, in den Vereinigten Staaten, in Alemtejo tritt er in derselben Gesellschaft auf. Manche Vorkommnisse dieser Gegenden, zumal ein Gestein von Mount Addison, könnten geradezu als Mustertypen nach Zusammensetzung und Structur bezeichnet werden. — Neben den früher bereits erwähnten Fundstellen findet sich nach Wichmann's Darstellung auch auf dem Viti-Archipel die ganze Reihe der Gabbros von augitdioritischen Facies bis zu den Peridotiten. — Durch seinen normalen, keineswegs diallagähnlichen Augit zeichnet sich das Monzoni-Vorkommniss aus. — Ein von H. Reusch bei Cingolina in den Euganäen entdecktes, früher als Olivindiabas vom Aasby-Typus beschriebenes Vorkommen dürfte nach erneuter Untersuchung durch Brauns und Graeff mit Augitsyenit und Syenit schlierenartig verbunden sein. Sie stellen es zum Olivingabbro. — In der Flyschzone Bosniens, auf den Hebriden und bei Carlingford in Irland geht die Reihe nach dem sauren Pol nur bis zum Gabbro, nach dem basischen bis zu den Peridotiten.

Die hier Norit und Olivinnorit genannten Felsarten umfassen die sonst als Hypersthenfels, Hypersthenit, Enstatitfels oder Protobastitfels bezeichneten Gesteine der Gabbroreihe, in denen neben dem basischen Plagioklas irgend ein rhombischer Pyroxen den hervorragendsten Gemengtheil bildet. Neben diesem pflegt Diallag constant vorhanden zu sein, wie denn auch Biotit, Horn-

blende und die sonst bei Gabbro genannten Gemengtheile nicht fehlen. Der früher von Esmark und Scheerer in anderem Sinne gebrauchte, aber kaum in die petrographische Nomenclatur aufgenommene Namen wurde diesen Gesteinen wegen ihrer Verbreitung im skandinavischen Norden gegeben. Einzelne der Norite Esmark's und Scheerer's sind allerdings auch Norite in dem hier gebrauchten Sinne. — Die Norite und Olivinnorite treten zumeist nur in enger geologischer Verbindung mit Gabbros auf und theilen deren geologische Stellung vollständig. Zu den früher schon genannten Vorkommnissen sind noch einzelne norwegische Localitäten, Rasvagg auf Hitteroe, Levanger, Vesle-Grube und Graahoerne in Espedalen, Egersund, deren Bestimmung ich z. Th. Herrn Prof. Stelzner verdanke, hinzuzufügen. Einen Norit von Sundalsören in Norwegen verdanke ich Herrn Prof. Törnebohm. — Ausserordentlich schöne Repräsentanten dieser Gruppe sah ich in Edinburgh bei Herrn Cadell; sie stammten von Kirkhill, 3 Miles NW. von Ellen und von Towie Wood, 6 Miles NW. Ellen in Aberdeenshire. — Nach Eichstädt enthält der Norit (Bronzitgabbro) von Loftahammar im District Kalmar in Schweden feldspathreiche Typen mit Quarz und ohne Quarz und sehr feldspatharme mit viel Diallag neben Bronzit nebst etwas Biotit, Hornblende und Magnetit. — Bergeron beschreibt einen Norit mit dynamometamorpher Kataklase als 7 m lange, 4 m breite Linse im Serpentin von Pentézac, südlich von Arvieu, Aveyron. Die ganze Linse ist gegen den Serpentin von einem Mantel aus Hornblende und Anthophyllit in fasriger Structur eingefasst. Die kataklastische Grundmasse des Norits enthält Quarz. — In der Serrania de Ronda, Andalusien, durchsetzen Olivinnorite gangförmig die archäischen und cambrischen Schiefer nach Michel-Lévy und Bergeron. — Einen eisenärmeren Bronzit führt das von Stelzner (Berg- und Hüttenmänn. Ztg. XXXVI. No. 11. 1877 und Z. D. G. G. 1876. XXVIII. 623) als Bronzitgabbro beschriebene, accessorisch braunen Biotit führende Gestein von der Cevia-Grube bei Varallo im Sezia-Thale. Dasselbe enthält spärlich nickelhaltigen Magnetkies, welcher zuweilen auf Spalten des einen oder andern Gemengtheils, mit Vorliebe aber an der Peripherie der Bronzitindividuen erscheint. — Auch Wiik beschrieb neben andern Gabbro-Arten (Glimmergabbro als Facies von Glimmersyenit, Gabbrodiorit) einen Bronzitgabbro von Kaitais und einen Olivinnorit von Kuisaari-hoolme im östlichen Finland. — Von aussereuropäischen Vorkommnissen sei ausser

dem früher genannten Shipshaw in Canada, Pasilian in Sumatra genannt. — Retgers beschreibt feldspatharme Olivinnorite vom Goenoeng Bobaris, olivinfreie Norite von andern Orten des Bezirks Martapoera in Borneo. In allen diesen Gesteinen ist der rhombische Pyroxen ein tiefgefärbter und stark pleochroitischer Hypersthen.

Enstatit oder Bronzit charakterisirt auch die mit Granitit verbundenen, von Streng als Protobastitfels zuerst beschriebenen Norite und Olivinnorite des Harzes, sowie die als Facies von Quarzdiorit auftretenden Hypersthendiorite von Klausen in Südtyrol. An beiden Orten führen diese Gesteine, d. h. die olivinfreien Glieder, auch saurere Feldspathe als Labrador und gelegentlich nicht unbeträchtliche Mengen von Quarz. Letzterer fehlt auch manchen Noriten mit Hypersthen nicht ganz, so einem Gestein von Flekkefjord in Norwegen, von Natal und Goenoeng Bessi in Sumatra und den noritischen Facies der Gabbros von Ivrea in Piemont.

Die nahen Beziehungen der Gabbro-Gesteine zu den dioritischen documentiren sich besonders schön in dem von J. D. Dana und G. H. Williams beschriebenen Eruptivgebiet der Cortlandt-Series im Staate New York, dessen dioritische Glieder oben S. 233 erörtert wurden. Das Hauptgestein desselben wird von den genannten Forschern Norit genannt und könnte wegen seines Feldspaths, der zum Andesin gehört, richtiger zu den Hypersthendioriten gezählt werden. Der röthlichbraune Andesin und idiomorpher Hypersthen sind die Hauptgemengtheile, zu denen sich etwas sehr tief gefärbter Biotit und Diallag, sowie Hornblende und ausnahmsweise grosse porphyrische Orthoklase (bei Centerville) gesellen, die dann poikilitisch mit den normalen Gemengtheilen durchwachsen sind. Durch Überwuchern des Biotits, beziehungsweise des monoklinen Pyroxens, der dann den Diallagcharakter verliert, entstehen Glimmernorite und Augitnorite. Normaler Gabbro oder richtiger Augitgabbro und Glimmergabbro treten nur in Berührung mit den körnigen Kalken und in schmalen Gängen in diesen (Verplanck Point) auf und enthalten zahlreiche Einschlüsse desselben, die in ein Gemenge von blassgrünem Augit, Hornblende und Pleonast umgewandelt sind. Sie werden daher als eine endomorphe, mit Kalk angereicherte Contactfacies der Norite am Kalkstein betrachtet. — Als basische Spaltungsproducte finden sich Pyroxen- und Hornblendegesteine, wie die letzteren auch mit den Dioriten des gleichen Gebiets vergesellschaftet erscheinen.

— Kleiner Eisenerzlager und begleitender Bestandmassen, die aus herrschendem pleonastähnlichem Spinell mit Korundkrystallen nebst Magnetit bestehen und die die grösste Verwandtschaft mit den von Fischer (Kritische, mikromineralogische Studien. Freiburg i. B. 1869. 18 und 1873. 85), sowie von Kalkowsky (Z. D. G. G. 1881. XXXIII. 536) besprochenen Vorkommen von Natschetin und Haslau bei Ronsperg in Böhmen zeigen, wurde bereits oben S. 268 und 293 gedacht. Sie enthalten in kleinen Mengen die Noritmineralien und gehen z. Th. in den Norit über, z. Th. bilden sie Adern in demselben.

Als Anorthosite sollen nach canadischem Brauche auf den Vorschlag von Fr. D. Adams, dem wir eine inhaltreiche Arbeit über diese Gesteine verdanken, jene an farbigen Gemengtheilen äusserst armen Eruptivgabbros bezeichnet werden, die bei bald rein körniger, bald streifiger Structur einer gewissen Abtheilung des Oberlaurentian, dem Norian, in Canada ein so eigenthümliches Gepräge geben, und früher vielfach zu den krystallinen Schiefern gestellt wurden. Dieselben treten in einer Anzahl isolirter Gebiete von z. Th. riesiger Ausdehnung vor, die sich sämmtlich am O.-Rande des archäischen Continentes des nördlichen Amerika von der Küste von Labrador bis an den Ontario-See befinden. Sie sind sicher präcambrischen Alters, Potsdam-Sandstein und Calciferous überlagern sie horizontal, und ihre Eruption scheint an das Ende der laurentischen Periode zu gehören. Ihr Feldspath ist in dem bestbekannten, genau von Adams untersuchten Morin-Gebiet, NW. von Montreal (mit fast 1000 □miles Oberfläche), Labradorit, an andern Orten auch Bytownit und Anorthit; er ist in dem normalen Gestein stark braun bestäubt; bei kataklastischer Ausbildung des Gesteins ganz weiss. Monokliner Augit und Hypersthen sind in etwa gleicher, aber stets geringer bis verschwindender Menge vorhanden und fehlen nicht selten ganz. Hornblende, grün oder braun, ist sehr selten; Biotit umrandet hie und da die Erze, Magnetit und Ilmenit, welche oft in Verwachsung auftreten. Apatit ist recht spärlich; Granat findet sich zumal an den Rändern und in gepressten Partien und liegt dann an der Grenze der farbigen Gemengtheile und Erze gegen die Feldspathe in oft auffallend regelmässiger Reihe. Zirkon ist selten. — Die farbigen Gemengtheile häufen sich oft nesterweise zu dunklen Flecken im Gestein und fehlen dann in der Umgebung ganz. Durch die Vertheilung dieser dunklen Stellen und den Wechsel im Korn des Gesteins prägt sich eine fluidale

Parallelstructur aus. Im Saguenay-Gebiet am Shipshaw-Fluss wird die Structur stellenweise hyperitisch; hier führt das Gestein, dessen Feldspath theils Labradorit, theils Bytownit ist, Olivin, und zwar oft recht reichlich, so dass eine Art Forellenstein zu Stande kommt. Der Olivin hat die später zu beschreibenden radialstrahligen Mäntel, wie in den Hyperiten. In diesem Olivinanorthosit des Saguenay-Gebiets finden sich beträchtliche Ilmenitlager.

Dieselben Anorthosite fand Lawson, wie oben angegeben, als das Liegende der Keweenaw-Formation an der Küste von Minnesota. — Kemp* beschreibt sie mit ziemlich constantem Granatgehalt von den Adirondacks am Lake Champlain in New York, wo sie zusammen mit Titanmagnetitlagern am Moore Mountain auftreten. Untergeordnet kommen mit diesen Lagern dunklere, basischere Gabbros und Olivingabbros vor, deren Feldspathe central durch winzigste grüne, für Pyroxen gehaltene, Interpositionen getrübt sind. Um den Titanmagnetit und den Hypersthen ordnen sich gern von innen nach aussen zuerst braune Hornblende, dann Granat, dann auch Quarz, um den Olivin dagegen Hypersthen, dann Hornblende, dann Granat. Kemp stellt diese Erscheinung zu den bekannten, später zu besprechenden Mänteln um den Olivin der Hyperite und betrachtet sie, vielleicht nicht mit Unrecht, als Folge

* C. H. Smyth jr. beschreibt braunen amphibolführenden Norit (mit mehr Hypersthen als Augit) aus dem Gneiss des Lake Champlain-Gebiets zwischen dem Weiler Morehouseville und dem Wilmurt-See, der nicht unähnlich dem Hypersthengabbro von Baltimore ist, aber oft Parallelstructur zeigt. Der Hypersthen ist in dem richtungslos körnigen Gestein in einheitlichen Individuen ausgebildet, in dem schiefrigen dagegen stets mit dem (nicht bestäubten) Plagioklas zungen- und zapfenförmig durchwachsen. Das ist die Structur vieler Amphibolite der Gneissformation. Der Contact gegen den Gneiss ist im Handstück durch einen 2 mm breiten, grünlichgrauen Streifen markirt, der dadurch bedingt ist, dass unmittelbar am Gneiss eine starke Häufung des, nun zu Chlorit umgewandelten, Pyroxen statthatte. Auf diese folgt eine reine Feldspathzone und dann erst allmählich die normale Mischung. — Mit diesem Norit ist ein dunkler granatreicher Gneiss verbunden, der, vom Granat abgesehen, genau die Zusammensetzung des Eruptivgesteins hat. Von dem Granat dieses Gneiss (er scheint aber quarzfrei zu sein und würde vielleicht zu den Amphiboliten gestellt werden müssen) aus divergiren wie gespreizte Finger Zapfen und Zungen von Hypersthen und Hornblende in den Plagioklas hinein, der stellenweise zu farblosem Glimmer umgewandelt ist. Treten die farbigen Gemengtheile zurück, so erscheint der „Gneiss“ zum Verwechseln den granathaltigen, canadischen Anorthositen ähnlich; verschwindet der Granat, so ähnelt der „Gneiss“ durchaus einem dunklen Gabbro. Eine Deutung der Beziehungen zwischen dem Eruptivgestein und dem „Gneiss“ vermochte Autor noch nicht zu finden.

von Resorptionen. Interessant ist es, dass der Granat auch im Feldspath einzelne Zwillingslamellen verdrängt. — Gneissähnlicher Habitus ist verbreitet in den Adirondacks und wird auf Druck zurückgeführt.

Nach Matthew wechselt an einer kleinen Gabbrokuppe bei St. John in New Brunswick die Zusammensetzung derart, dass sie am einen Ende aus Anorthosit, am andern aus Peridotit besteht.

Dass die in Norwegen weit verbreiteten, sogenannten Labradorfelse (Labradorsten) mit den canadischen Anorthositen zusammengehören, hat schon Adams betont. Ein wesentlicher Unterschied liegt aber darin, dass in manchen dieser (Arne bei Bergen, Närödal) in den Labradoren oder Bytowniten eine intensive Neubildung von Zoisit und Epidot stattgefunden hat, was bei den canadischen Anorthositen nirgends der Fall ist. Die Mikrolithe der genannten Mineralien sind vorzüglich idiomorph und der Feldspath hat nirgends den saussüritischen Charakter, der erst bei mehr oder weniger vollkommener Umwandlung sich einstellt.

Auch auf die Verwandtschaft der volhynischen Gabbrogesteine (Kamenoi-Brod) mit den canadischen Anorthositen wies Adams bereits hin. Sie unterscheiden sich von den normalen Anorthositen durch ihren, allerdings geringen Olivingehalt und durch ihren Mikroperthit. Es sind Chrustschoff's Pertithophyre. — Ebenso macht Adams auf das Vorkommen der Anorthosite in Aegypten aufmerksam.

Der Hornblendegabbro unterscheidet sich vom Diorit wesentlich durch den basischeren Feldspath. Die meistens bräunlichgrüne bis braune Hornblende desselben, welche gern mit Fetzen und Körnern von Diallag und sehr basischem Feldspath durchwachsen ist, erscheint compact, aber sehr selten mit Andeutungen von idiomorpher Begrenzung. Sie ist in keiner Weise nachweislich, auch nicht einmal wahrscheinlich aus Diallag oder einem andern Pyroxen entstanden, sondern sehr wahrscheinlich ein primärer Gemengtheil. Olivin pflegt dem Hornblendegabbro gänzlich zu fehlen, vielleicht weil die Hornblende nach manchen der vorliegenden Bauschanalysen sehr basisch sein muss. — Die innige Verknüpfung des Hornblendegabbro mit andern Gabbrotypen geht genügsam aus den oben angeführten Beispielen (Odenwald, Cortlandt Series, Jablanica u. s. w.) hervor. Eine nicht unbeträchtliche Rolle spielt derselbe in dem Gabbrogebiet, welches sich von Ivrea in grossem Bogen bis zum Lago Maggiore hinzieht und ist hier zumal mit Hypersthendioriten und eigentlichen Gabbrogesteinen vergesellschaftet. — Eichstädt

beschreibt Hornblendegabbro von Ellarebo, Eksebo, Fagerhult und von vielen andern Punkten der Kirchspiele Mörlunda, Wimmerby, Vara, Gårdvida, Alsheda, Lönneberga u. s. w. in Småland in Schweden. Es sind sehr normale Formen, die selten Quarz oder Olivin führen.

Er nennt Glimmergabbro solche Gesteine, in denen der Biotit mehr oder weniger vollständig den Diallag verdrängt. Quarz wird dann reichlicher, der Plagioklas saurer (bis zum Oligoklas) und zugleich besser idiomorph, etwas Orthoklas, wohl auch Quarz-Feldspath-Durchwachsungen treten hinzu. Das ist der Übergang in Glimmerdiorite, wie er oben von Klausen und der Cortlandt Series angegeben wurde. Grönvik und Högarp im Kirchspiel Mulby, Ned, Reppanäs, Klefva-Grube, Björkmossa, Åsbyholm u. a. O. in Småland sind einige der Fundorte. Der Zusammenhang mit den normalen Gabbroformen ist vielfach sicher nachgewiesen.

Die nahen Beziehungen von, meistens Ti-haltigen, Eisenerzmassen zu Gliedern der Gabbro-Reihe wurden oben bereits mehrfach erwähnt, so vom Frankenstein im Odenwald, aus der Cortlandt Series, aus dem Olivin-Anorthosit Canadas und des Lake-Champlain-Gebietes u. a. Dieselben stellen einen extremen Fall magmatischer Differentiation oder gelegentlich wohl auch einer krystallinen Concretion dar (vergl. Granit S. 61), deren Anfänge von dem Carrock Fell und von Jablanica vorgeführt wurden. Solche Eisenerzlager sind durch Übergänge mit dem Eruptivgestein verbunden und sind blosse Facies solcher. Das erste derartige Vorkommniss, welches einer genaueren, auch mikroskopischen Untersuchung, zuerst von A. Sjögren (G. F. i Stockholm Förhdl. 1874. III. 42—62) und dann von Törnebohm (ibidem V. 610—619) unterworfen wurde, scheint dasjenige von Taberg zu sein. Dasselbe bildet eine olivin- und magnetitreiche Facies des Hyperits, in welchen es derart übergeht, dass die Erzmasse nach dem Hyperit hin etwas Pyroxen und Granat, der Hyperit nach der Erzmasse hin Magnetit und dunklen Olivin aufnimmt. Im centralen Theil ist die von A. Sjögren als Magnetit-Olivinit bezeichnete Erzmasse arm, im peripherischen reich an Plagioklas, dessen dünne Tafeln unter sich und mit der Erzgrenze parallel liegen. Die Erzmasse liegt nach Törnebohm im Centrum des Hyperit von Taberg in Småland und dieser selbst bildet eine linsenförmige Einlagerung im Gneiss, welche massig im Centrum, nach der Peripherie schiefrig und amphibolitisch wird. Es ist das der später zu besprechende Vorgang der Hyperit-Diorit-

bildung. Ganz ähnliche Eisenerzmassen finden sich auch sonst mit den schwedischen Hyperiten verbunden, so bei Långhult, Landvogtei Kronsburg und Randsberg, Landvogtei Skaraborg. — Die grösste Analogie mit diesen schwedischen Eisenerzmassen zeigt das von Wadsworth (Bull. of the Museum of Comparative Zoology, Harvard College, Geolog. Series vol. I. 183—187 und Proceed. Boston Soc. of nat. hist. 1881. XXI. 195) mikroskopisch untersuchte Magneteisenerz von Cumberland in Rhode Island. Auch hier liegt ein stellenweise plagioklasreiches Gemenge von Olivin und Magnetit vor. — In dieselbe Kategorie hinein wird man wohl die von H. Reusch (G. F. i Stockholm Förhdl. 1878. IV. No. 49) besprochenen Titaneisenmassen in dem Labradorfels von Sogndal im südlichen Norwegen rechnen dürfen. J. H. L. Vogt bezeichnet das Gestein des „Storgang" bei Ekersund geradezu als Ilmenit-Norit, dessen durchschnittlich 40% betragender, auf 20—30% sinkender und bis 70—80% steigender Ilmenitgehalt mit Hypersthen und Labrador verbunden ist. Als älteste Ausscheidungen treten darin etwas Pyrit, Apatit und ein grünes, schwach chromhaltiges Spinellmineral auf. Kleine Mengen von Hornblende, Biotit, local auch etwas Quarz sind accessorisch. Auch reine Ilmenitmassen treten auf. — Auf Gomö und Langö bei Kragerö finden sich im Hyperit Massen, die aus Ilmenit und rhombischem Pyroxen gemengt sind. Vogt nennt sie Ilmenit-Enstatitite. — Gewaltige Lager eines an grünem Spinell reichen, auch Olivin führenden Magneteisenerzes enthält nach Petersson der feldspathreiche, feinkörnige und oft streifige, auch Serpentin, Granat und Zoisit führende Hornblendegabbro vom Routivare im schwedischen Norrbotten. Nach Sjögren wäre die Hornblende aus ursprünglichem Augit abzuleiten. Stellenweise finden sich Talk- und Muscovitblättchen, der Serpentin ist in braunen Biotit umgewandelt, im Amphibol und Biotit hat sich (?) Rutil angesiedelt und farbloser monokliner Amphibol gesellt sich hinzu. Petersson bezeichnet das Erzgestein als Magnetit-Spinellit. Nach Sjögren bestände das Erz aus Titanmagnetit, Ilmenit, grünem Spinell, Olivin nebst hypersthenähnlichem Pyroxen, rostbraunem Chlorit nebst accessorischem Magnetkies und Apatit. — Von dem Contact mit dem Erz beschreibt Sjögren noch als Routivarit ein feinkörniges und parallelstruirtes Gestein aus gestreiftem und ungestreiftem Feldspath mit etwas Quarz und idiomorphem Granat. Über die Beziehungen der Magnetit- und Ilmenitmassen zwischen Duluth und Pigeon Point in Minnesota zum

Gabbro machen N. H. Winchell und H. V. Winchell bemerkenswerthe Mittheilungen.

Die Peridotite und die Pyroxen- und Amphibol-Gesteine ohne Feldspath, welche zur Gabbrofamilie gehören, finden im nächsten Capitel ihre gesonderte Behandlung.

Structurformen der Gabbrogesteine.

Wenngleich im Allgemeinen die Structurformen der Gabbro-Gesteine denselben generellen Charakter tragen, wie diejenigen der übrigen Tiefengesteine, so sind dennoch manche, z. Th. noch nicht einer befriedigenden Erklärung zugängliche Abweichungen zu constatiren.

Sucht man bei den Gabbro-Gesteinen die Reihenfolge der Mineralausscheidungen festzustellen, so ergiebt sich sofort und mit Sicherheit, dass auch hier die Erze, der Apatit, Zirkon, die Spinellide und der Olivin, soweit diese Mineralien primär sind, zuerst zur Ausscheidung gelangten, wenn schon nicht selten selbst in den Olivin, ja in die Erze hinein der basische Plagioklas mit idiomorpher Begrenzung ragt. Vergleicht man alsdann das Verhalten der beiden wichtigsten Gemengtheile, der Pyroxene und Plagioklase, so scheint zunächst in der Mehrzahl der Fälle der Plagioklas in mehr idiomorpher Gestaltung entwickelt zu sein, während der Diallag die zwischen den Plagioklas-Individuen befindlichen eckigen Räume zu erfüllen scheint. Demnach wäre der Plagioklas älter als Diallag. Nun wurde schon oben auf nicht seltene Vorkommnisse hingewiesen, wo dieses Verhältniss nicht statt hat, wo vielmehr der Diallag entschieden idiomorph ist gegenüber dem Feldspath. Man wird also scheinbar genöthigt, ein gewisses Schwanken in der Reihenfolge der Ausscheidungen anzunehmen. Geht man diesen Beziehungen des Weiteren nach, so lässt sich bald constatiren, dass in den pyroxenreichen Gesteinen und in den, auch bei den Gabbros verbreiteten, basischeren und älteren Ausscheidungen der Diallag um so mehr idiomorph gegen den Feldspath entwickelt ist, je grösser seine Menge ist. So findet man in den älteren basischen Ausscheidungen, wie sie bei Hausdorf in Schlesien, in der Serra de Zebro in Alemtejo, auch bei Harzburg sehr schön vorkommen, den Feldspath als eine Art Zwischenklemmungsmasse; in den etwas diallagärmeren Gabbro-Arten von Schlesien, dem Harz, Odenwald u. s. f. bildet er dagegen rundlich eckige Körner, die nicht zwischen Diallag, sondern in

annähernd ganz idiomorphen Diallag-Individuen eingeschlossen oder halb eingeschlossen liegen — ein Verhältniss, wie es sich entwickeln müsste, wenn die Diallagbildung früher begonnen und länger gedauert hätte als die Feldspathbildung. Und so findet man mit der wechselnden Menge von Diallag und Plagioklas alle Übergänge durch eine solche Verbindung dieser beiden Gemengtheile, dass sie sich gegenseitig beschränken, also gleichzeitig entstanden zu sein scheinen, bis zu derjenigen, wo der Diallag als eine Art Kitt die Plagioklase zusammenhält. — Für die Beurtheilung dieser Beziehungen ist jedoch noch ein anderes Moment in Betracht zu ziehen. Kein anderes Tiefengestein besitzt die bei Graniten erwähnte und als nothwendig abgeleitete roh centrische Structur in höherem Gradè als der Gabbro. Um die unzweifelhaft ältesten Gemengtheile, Erze und Olivin setzen sich die jüngeren oft geradezu concentrisch an. Nun trifft man ja allerdings in dem diallagarmen Forellensteine den Olivin natürlich sehr häufig unmittelbar von Plagioklas umschlossen; aber selbst hier, und ganz allgemein in den normalen Gesteinen, setzt sich doch um Eisenerz zunächst Glimmer, Hornblende und Hypersthen, dann erst Plagioklas an, und um den Olivin durchaus unveränderter Gabbros, die keinerlei durchgreifende Metamorphose wahrnehmen lassen, finden sich Hypersthen-, Amphibol- und Diallagrinden, auf welche dann erst der Plagioklas folgt. Die Erscheinung ist so allgemein, dass es keiner Angabe besonderer Fundorte bedarf. Ganz besonders schön, weil absolut frisch und unverändert, zumal auch, weil sich der Übergang des Olivins aus streng idiomorphen Individuen in eirunde Körner beobachten lässt, zeigt diese Verhältnisse der Olivingabbro von Rum an der Westküste Schottlands. Innerhalb des genannten Kreises von Umrindungen liegen der Hypersthen dem Olivin, der Diallag dem Plagioklas am nächsten, so dass die Reihenfolge also Olivin, Hypersthen, Hornblende, Diallag wäre (Taf. II Fig. 1). Dieser Sequenz steht allerdings die Thatsache entgegen, dass auch der Diallag nicht selten Hypersthenrinden besitzt und dass diese beiden Substanzen in lamellarer Durchdringung überaus oft auftreten. Man wird demnach wohl ein richtiges Bild von dem Gefüge des normalkörnigen Gabbros haben, wenn man die gewohnte Reihenfolge von 1) Erz. Apatit, Zirkon, 2) Olivin, 3) farbige Gemengtheile, 4) Feldspathe auch hier als vorhanden annimmt, allerdings eigenthümlich modificirt dadurch, dass die Ausscheidung der Erze bis weit in die Bildungszeit der basischen Plagioklase hinein, diejenige der monoklinen,

kalkreichen Pyroxene oft bis über diese hinaus anhielt. Durch diese lange Dauer der Ausscheidungen verschiedener Gemengtheile zu gleicher Zeit erklärt sich auch der mangelhafte Idiomorphismus derselben, insofern Olivin randlich resorbirt wurde zur Bildung der rhombischen Pyroxene und ebenso diese behufs Bildung der monoklinen Pyroxene.

Dass diese Auffassung eine zutreffende sei, scheint sich mir des Weiteren aus folgenden zwei Thatsachen zu ergeben. Bei den Noriten, also diallagarmen und hypersthen- oder bronzitreichen Gesteinen, ist der Idiomorphismus der rhombischen Pyroxene gegenüber dem Feldspath fast ausnahmslos ein ausgesprochener, d. h. die Krystallisationsperioden der mehr oder weniger reinen Mg-Fe-Silikate und der Feldspathe, d. h. der Ca- und eventuell Alkali-Silikate liegen weiter auseinander, als diejenigen der Mg-Fe-Ca-Silikate und reinen Kalk- oder Kalkalkalisilikate. — Sowie endlich die Gesteine saurer werden, Alkalifeldspathe und Quarz in ihnen zur Entwicklung gelangen, so entspricht nahezu ausnahmslos der Grad von Idiomorphismus der einzelnen Gemengtheile sehr genau der oben gegebenen Krystallisationsreihenfolge.

Es muss betont werden, wenngleich sich keine plausible Erklärung dafür darzubieten scheint, dass die bei saureren Tiefengesteinen so oft deutlich erkennbare und eigentlich naturnothwendige miarolitische Structur den normalen Gabbro-Gesteinen bis auf die leiseste Spur zu fehlen scheint. Nur bei quarzhaltigen Ausbildungsformen finden sich gelegentlich schwache Andeutungen derselben.

Auch die porphyrartige Structur, soweit sie als eine primäre angesehen werden muss, scheint den normalen Gabbro-Gesteinen durchweg zu fehlen. Mir ist kein einziger Fall vorgekommen, wo dieselbe aufträte. Bayley erwähnt sie an einem Olivingabbro von Pigeon Point in Minnesota, fügt aber hinzu, dass das Gestein in manchen seiner Eigenschaften sich mehr dem Olivindiabas anschliesse. Das scheint auf äusserst ruhige Krystallisation der Gesteine und wohl auch auf sehr tiefen Bildungsort hinzuweisen.

Übergänge in Diabasstructur, oder ophitische, wie sie von französischen und neuerdings auch von deutschen Petrographen wohl genannt wird, sind bekannt und keineswegs selten. Diese Structur ist die normale in dem Hyperittypus und um so ausgesprochener, je feinkörniger diese werden. Das hängt gewisslich mit der Gangform der Hyperite zusammen, und weiter mit der grösseren oder geringeren Mächtigkeit dieser Gänge. Ist doch der Unterschied zwischen

Gangdiabasen und Ganggabbros überhaupt eigentlich nur ein conventioneller und kein wirklicher.

Ein eigenthümliches Structurverhältniss beobachtete und beschrieb zuerst Törnebohm von den Wermländer Hyperiten. Es legen sich nämlich um den Olivin herum da, wo sich derselbe mit Plagioklas berührt, zunächst eine farblose feinradialfasrige Zone aus Tremolit, dann eine äussere, ebenfalls mehr oder weniger deutlich radiale Zone von grüner Hornblende. Diese Zonen bilden sich nicht zwischen Olivin und Pyroxen; vielmehr beobachtet man dort, wo sich Pyroxen keilförmig zwischen Plagioklas und Olivin drängt, dass die farblose Zone allein sich um den Olivin fortsetzt, während die grüne Zone zwischen Pyroxen und Plagioklas liegt. Doch keilen sich beide bald aus. Im verwitterten Gestein ist der Olivin selbst innerhalb der farblosen Tremolitzone normal zu Serpentin umgewandelt. Um den Ilmenit und seinen Glimmermantel bildet sich ebenfalls eine grüne Amphibolzone, nirgends die helle Tremolitzone. Diese Phänomene erleiden naturgemäss gelegentlich gewisse Modificationen. So sei erwähnt, dass in denselben Hyperiten sich um Olivin und Ilmenit nicht eine farblose, sondern eine grobstenglige Schale eines grün und roth pleochroïtischen monoklinen Pyroxens (Hedenbergit?), dann Granat, dann bräunlicher Amphibol, oder wohl auch sofort Granat legt (Dillingsö bei Moss am Ostufer des Christianiafjord), und dass dieser Granat oft eine stenglige Structur besitzt oder vielmehr dadurch zu besitzen scheint, dass er von kolben- und schlauchförmigen Individuen eines stark licht- und doppelbrechenden Minerals (Augit?) durchwachsen ist.

Unter den deutschen Vorkommnissen zeigt die beschriebene Erscheinung in seltener Schönheit der Olivingabbro des Burgstall bei Pfaffenbeerfurth im Odenwald, unter den alpinen manche Varietäten von Le Prese im Veltlin und ein normaler Olivingabbro aus dem Allalingebiet (Schäfer).

Sehr nahe hiermit übereinstimmende Beobachtungen machte Becke an den in Amphibolite übergehenden, gelegentlich Rutil führenden Olivingabbros vom Loisberge bei Langenlois in Niederösterreich. Der Olivin ist hier von einer strahligen Rinde gegen den Feldspath (Bytownit) hin umgeben, die sich in drei Partialzonen zerlegt: eine innerste farblose, die mit der von Törnebohm eventuell als Tremolit gedeuteten übereinstimmen dürfte; eine mittlere bräunliche, sehr feinfasrige, scharf gegen die innerste abgegrenzt, in die dritte nach aussen verlaufend. Diese dritte äusserste, blass-

grüne Schale ist mehr körnig bis schuppig und gleichfalls stark doppelbrechend. In der Nähe der zweiten Schale ist sie reich an stark lichtbrechenden Körnchen und Nädelchen, welche mit dem Material der mittleren Partialzone identisch zu sein pflegen. Nach aussen wird das Gefüge dieser äussersten Schicht lockerer und die Körnchen und Schüppchen, die sie bilden, drängen sich in die Sprünge und Interstitien der Feldspathe ein. Auch hier findet sich die Veränderung nur dort, wo der Olivin an Plagioklas grenzt, sie fehlt an den Berührungsstellen mit Diallag. Eine Dreitheilung dieser Zonen um Olivin beobachtete ich auch an einem Hyperit-Diorit von Rattsjö in Wermland; hier ist wieder die innerste Zone farblos, die mittlere aber trübe gelbgrün, die äussere blaugrün. — Im Hyperit von Risör, Telemarken, besteht nach späteren Mittheilungen Törnebohm's die innere Zone um den Olivin aus Hypersthen, die äussere aus grüner Hornblende. In dieser letzten und in dem Gürtel von brauner Hornblende, welcher statt des Glimmers die Erzkörner umgiebt, fand er stenglige Individuen von Pleonast. — Ebenso beobachtete Matthew um den Olivin (St. John, New Brunswick) erst einen Gürtel von (hier körnigem) Hypersthen, dann radiale Aktinolithstengel, deren äussere Theile stark mit grünem Spinell durchwachsen waren. — Früher schon hatte Romberg die gleichen Verhältnisse aus argentinischem Gabbro beschrieben. Abweichend fand er sie in einem Vorkommniss von Martin Garcia, wo dem stark durch Erzeinlagerungen getrübten Olivin zunächst eine farblose bis lichtgrünliche Schale liegt, die sich aus wirren Aggregaten aufbaut, die vermuthungsweise als Gemenge von Talk, Serpentin und farblosem Amphibol gedeutet werden; danach folgt eine graugrüne Hornblendezone ohne Spinell und auf diese ein farbloses Mineral mit bogen- oder tropfenartiger Begrenzung.

Frank Adams hat bereits 1885 die innere Zone um die Olivine der Anorthosite am Saguenay-Fluss als Hypersthen erkannt, und seit jener Zeit mit grosser Beharrlichkeit die Ansicht vertreten, dass in diesen eigenthümlichen Mänteln nicht, wie auch ich wegen der Verknüpfung dieses Phänomens mit echten metamorphen Vorgängen in den schwedischen Hyperiten und den niederösterreichischen und andern Gabbros gethan hatte, ein metamorpher, sondern ein magmatischer Process zu sehen sei. Nach seiner Vorstellung ist diese Erscheinung — sie wird "reaction rim" genannt, was ich Corrosionszone übersetzen würde — um die Olivine des Anorthosits vom Lake St. John und Saguenay-Fluss sehr constant und allenthalben, nicht nur

an Grenzen und Spalten, vorhanden*. Die Mäntel sind hier recht breit und bestehen zu innerst aus senkrecht zur Olivingrenze gestellten Stengelchen von rhombischem Pyroxen, zu äusserst aus hellgrünem Aktinolith. Diese äussere Zone ist breiter und die Aktinolithnadeln ragen strahlenförmig in den Feldspath hinein. Die Aktinolithzone enthält gelegentlich reichlichen Spinell (Nordufer des Lake Kenogami) in Körnern oder schlauchförmigen Individuen, ähnlich dem Quarz in manchen Granophyr-Verwachsungen. Der Spinell liegt oft auf der Prismenfläche des Strahlsteins; ja man sieht ihn sich bisweilen gabeln, so dass ein Arm die linke, ein anderer die rechte Prismenfläche überzieht. Er fasst diese Zonen auf als gebildet durch die Wechselwirkung des Olivins auf Feldspath; die ursprüngliche Olivingrenze wäre die Grenzlinie zwischen der Bronzit- und der Strahlsteinschale. Von dieser Grenzfläche aus wäre der Bronzit in den Olivin hinein, der Amphibol in den Plagioklas hineingewachsen. Adams vergleicht diese Erscheinung sehr zutreffend mit den sogenannten Opaciträndern um die Biotite und Amphibole der Trachyte und Andesite**.

Nun beschreibt Bayley um Olivin, Eisenerz und Biotit des liegenden Gabbro des Keweenawan in Minnesota Höfe, die aus einem Gemenge von Diallag- und Plagioklasfasern und Zapfen bestehen. Um den Olivin (Eisenerz und Biotit) liegt zunächst ein sehr schmales Bändchen von compactem normalen Diallag, wie er als breitere oder schmälere Umhüllung oben (S. 291) als weitverbreitet in den Gabbros um Olivin angegeben wurde. Erst zwischen dieses Bändchen und den Plagioklas schiebt sich die aus parallel- oder divergentstengligen Gemengen von Diallag und Plagioklasindividuen zusammengesetzte Zone ein. Dieselbe ähnelt den ineinander geschobenen Zacken zweier Kämme. Die Diallagzapfen setzen sich in das compacte Diallagband, die Plagioklaszapfen in den Plagioklas hinein fort und gehen in diese allmählig über. Damit wäre das erwünschte Bindeglied zwischen der normalen und dieser besonderlichen Structur des Olivin-

* Auf diesen Punkt wird besonders Gewicht gelegt, weil man aus der Darstellung Törnebohm's schliessen konnte, in Wermland sei das Phänomen an die Grenze und an Quarzgänge und Klüfte im Hyperit gebunden. Ich hatte mich in der 2. Aufl. dieses Bandes S. 159 vorsichtig ausgedrückt: „Ob sich diese Zonen durch das ganze Gestein hin um Olivin und Ilmenit gebildet haben, oder aber u. s. w., ist aus Törnebohm's Darstellung nicht zu ersehen."

** Eichstädt giebt aus Hyperiten der Gegend von Linderöd in Schonen um Olivin auch Mäntel an, die aus Hornblende in Gemenge mit einem braunen, glimmerartigen, von Säure zerstörbaren Mineral bestehen.

gabbro gegeben und die oben S. 312 ausgeführte Erklärung der normalen, sowie Adams' Erklärung dieser besonderen Structur wären wesentlich ident. Damit wäre aber ein Hauptproblem der Gabbrostructuren seiner Erklärung zugeführt und recht heterogen erscheinende Thatsachen unter einen einheitlichen Gesichtspunkt geordnet.

Fluidale Phänomene sind in den normalen Gabbros im Ganzen nicht gerade häufig; sie haben ihre Hauptverbreitung in den Anorthositen (Adams) und ihren Verwandten, sowie in den tertiären Gabbros der Hebriden an der Westküste Schottlands (Judd, Geikie und Teall). Schon oben wurde angeführt, wie durch die Vertheilung der durch Häufung der farbigen Gemengtheile entstehenden Flecke, beziehungsweise durch die Anordnung dieser farbigen Gemengtheile in parallele Streifen oder richtiger Ebenen eine bis zum Gneisshabitus gesteigerte Parallelstructur entstehen kann. In andern Fällen wird die gleiche Erscheinung durch den lagenweisen Wechsel von feldspathärmeren und feldspathreicheren Gesteinstheilen, oder durch alternirende feinkörnige und dunkelgefärbte mit gröberkörnigen und hellergefärbten Platten hervorgebracht. Durch die ungleiche Verwitterung der leicht zerstörbaren Feldspathe und der widerstandsfähigen Pyroxene wird diese fluidale Lagen- und Bänderstructur ganz besonders deutlich zur Erscheinung gebracht. Vielfach gehen die wechselnden Lagen in flache Linsen und schmale langgestreckte Scheiben über, die sich derart ablösen, dass die „durchflochtene" Structur gewisser krystalliner Schiefer zu Stande kommt.

Eine sehr constante Erscheinung ist es nun, dass in solchen Fällen die gröberkörnigen Lagen und Bänke die normale eugranitische Tiefengesteinsstructur besitzen, während allenthalben in den feinkörnigen, gestreckten Lagen eine aplitähnliche, panidiomorphkörnige Structur die Regel ist, bei welcher alle Gemengtheile in rundlich eckigen Körnern ausgebildet sind. Judd, der diese Erscheinungen an den Hebridengabbros, und Bayley, der sie an den Gabbros von Minnesota studirt hat, kommen in ziemlicher Übereinstimmung zu der Annahme, dass die panidiomorphkörnige (granulitic) Structur an Ergüsse (flows), die hyperitische (ophitic) an grosse Massen, die normal eugranitische (granitic) an die tieferen Lagen dieser gebunden seien.

Den besten Einblick in diese verwickelten Verhältnisse dürften die Darstellungen von Geikie und Teall über westschottische und

Hebriden-Vorkommnisse geben. Dort sind Gabbromassen, in enger geologischer Verknüpfung mit Granophyren und Graniten (granites), überlagert von Basaltdecken und durchsetzt von Basaltgängen. Die feinkörnigen Gabbros werden „dolerite" genannt, besonders wenn sie eine hyperitische (ophitic) Structur zeigen. Doch sagt Geikie: „Between the dolerites and gabbros no line of demarcation can be drawn in the field, nor can a much more satisfactory limitation be made even with the aid of the microscope." Allenthalben auf Skye, Mull, bei Ardnamurchan u. s. w. sind die Granophyre, mit welchem Namen die sauren hellfarbigen Gesteine zusammengefasst werden sollen, jünger als die Gabbros, denn sie durchsetzen sie, umhüllen Bruchstücke derselben und zeigen randliche Verdichtung an den Grenzen gegen sie; die Gabbrogesteine sind jünger als die Deckenbasalte, denn sie durchqueren sie in Gängen (dykes) und pressen intrusive Lager (sills) zwischen ihre Bänke ein. Alle diese Eruptivmassen (Basaltdecken, Gabbros mit ihren Forellensteinen und andern Varietäten, und Granophyre) werden von einem gewaltigen System NW. streichender Basaltgänge durchsetzt. — Ganz besonders deutlich entwickeln Geikie und Teall, im Gegensatz zu Judd's abweichender Ansicht, diese Verhältnisse an dem Profil des Gehänges der Harta Corry nach Druim an Eidhne auf Skye. An demselben treten vier Gesteine: 1. dunkler, feinkörniger, basaltähnlicher (granulitic) Gabbro; 2. gut gebänderter Gabbro, dessen wechselnde Lagen aus verschiedenen Gemengtheilen bestehen; 3. grobkörniger ungebänderter Gabbro; 4. helle, feldspathartige Adern in solchem Altersverhältniss auf, dass 3. sowohl in 1. wie in 2. intrudirt ist, dass 4. alle andern durchsetzt, dass 1. und 2. ihrem Alter nach nicht sicher bestimmt werden können. Die basaltähnlichen Gabbros (1.) spielen hier eine untergeordnete Rolle; der gebänderte Gabbro (2.) bildet Bänke oder sills von wenigen Fuss bis mehrere Yards Mächtigkeit. Jede Bank besteht aus vielen unter einander und zur Bank parallelen Lagen, die sehr dünn werden können, sich auskeilen, gewellt, gebogen und geknickt sind, wie in so vielen Gneissen des Grundgebirges. Die einzelnen Lagen sind je nach der relativen Menge von farblosen und dunkeln Gemengtheilen heller und dunkler, die hellern Lagen wittern aus, die dunklen stehen hervor. Keine Spur von dynamischen Erscheinungen, aber auch keine lineare Anordnung der Gemengtheile, die handgreiflich auf Fluidalstructur verwiese. Das ganze Gebiet ist seit der Gabbro-Eruption niemals von orogenetischen Vorgängen betroffen worden.

Die grobkörnigen Typen (3.) bilden Lagen, Adern, unregelmässige Massen, welche quer die andern durchsetzen, oder auch ihnen parallel liegen, sowie Theile von ihnen umhüllen. Die gebänderten Gabbros sind olivinhaltig, die grobkörnigen sind olivinfrei. Die hellen feldspathreichen Gänge (4.) stellen den letzten Act der Eruption dar. Die Autoren halten eine Erklärung der Lagenstructur durch eine Differentiation in loco, wie sie bei gemischten Gängen stattfand, sowie durch successive Intrusionen, wie sie bei grossen Massiven vorkommt, als unannehmbar für den vorliegenden Fall und sehen in dieser Structur eine Zwischenform: die Intrusion eines schon in der Tiefe gespaltenen Magmas. Man wird ihnen gern beistimmen.

Es dürfte nicht unangemessen scheinen auf analoge Vorgänge in der Reihe der jüngeren Nephelingesteine hinzuweisen, auf das Verhältniss der grobkörnigen Nephelinite zu den feinkörnigen Nephelinbasalten, von denen die ersten dem grobkörnigen Gabbro, die letzten dem feinkörnigen und gebänderten Gabbro entsprechen würden. Die Übereinstimmung ist eine überraschende, wenn ich an die Verhältnisse denke, wie ich sie unter der freundlichen Führung der Herren Hibsch und Becke bei Schneckenstein in Böhmen am Pressberge, am Steinsberge bei Weiler durch Herrn Dr. Thürach's Aufnahmen kennen lernte. Auch darin trifft die Analogie zu, dass allenthalben die jüngeren grobkörnigen Massen die olivinfreien sind. Löbau, Meiches u. a. O. dürften dasselbe zeigen.

Für Kugelstructur scheint bei dem Gabbro bis jetzt nur ein Beispiel bekannt zu sein, dasjenige des Nickelerz-reichen Gabbro von dem Romsaas in Askim, Smålenene in Norwegen, den die Landleute bezeichnenderweise patatsten (Kartoffelstein) nennen. Die concentrisch dickschaligen, in den Dimensionen von der Grösse einer Haselnuss bis zu der einer kleinen Cocosnuss wechselnden Kugeln bestehen aus grünlichbraunem Hypersthen in einer hellen Grundmasse von hellröthlichbraunem Labrador, grünlichgrauem Oligoklas, Blättchen eines braunen, selten grünen Glimmers und gelegentlich etwas Magnetkies. Dieser Kugelgabbro ist nur wie eine verhältnissmässig dünne Kruste über den ganzen Romsaas ausgebreitet; einzelne Kugeln kommen auch inmitten des sonst richtungslosen Gesteins in grösserer Tiefe vor. In kleiner Anzahl sind die Kugeln im Innern des Gabbro auch radialstrahlig struirt und bestehen dann aus nelkenbraunem Hypersthen vom Aussehen des Anthophyllits; derselbe wird von Glimmerblättchen durchwoben (cf. L. Meinich, Über das Vorkommen von Nickelerz in Smålenene. Nyt Magazin

för Naturvid. Kristiania. 1878. XXIV. 125—137). Nach Bäckström, der am Schlusse seiner Arbeit über den Stockholmer Kugelgranit des Kugelgabbro gedenkt, bestehen die Kugeln fast ganz aus Bronzit, daneben aus zweierlei Hornblende und einem dem Andesin, sowie einem andern dem Bytownit genäherten Labrador. Der Gabbro selbst enthält nur spärlich Bronzit.

Mechanische oder dynamometamorphe Structuren sind kaum in einem anderen Gestein schöner als im Gabbro. Da dieselben aber zumeist mit durchgreifenden Veränderungen im mineralogischen Bestande des Gesteins verknüpft sind, finden sie ihre Besprechung passend im folgenden Abschnitt.

Metamorphe Phänomene in und an den Gabbrogesteinen.

Die bei den saureren Tiefengesteinen mehrfach erörterten mechanischen Deformationen von den gebogenen und zerbrochenen, auch gegen einander verworfenen Zwillingslamellen der Plagioklase, nebst häufiger undulöser Auslöschung dieses Minerals und einer offenbar secundären Zwillingslamellirung an, wie sie z. B. in seltener Schönheit die sog. Eukrite von Store Bekkafjord auf Seiland, die Gabbros und Norite von dem Romansfjord und Bergfjordsvand im nördlichen Norwegen, von der Ha-Ha-Bay in Canada, in mehr oder weniger deutlicher Weise so ziemlich alle Vorkommnisse zeigen, bis zu randlichen Zertrümmerungen nicht nur des Feldspaths, sondern auch des Diallags, Hypersthens oder Bronzits und der Hornblende, wie sie sich zumal an den Harzer Gesteinen vom Schmalenberg und Wintersberg, an den nordamerikanischen Gabbros und Noriten der Cortlandt Series am Hudson und von den Gwynn Falls bei Baltimore studiren lassen, und endlich bis zu vollständiger Zermalmung, wie sie die Gabbros der sächsischen Granulitformation stellenweise besitzen, pflegen in der Gabbro-Familie mit besonderer Deutlichkeit hervorzutreten. Diese mechanischen Deformationen bedingen nicht nur häufig ein pseudoporphyrisches Gewebe, sondern ertheilen den Gesteinen im Dünnschliff oft den Anschein einer Art Fluidalstructur (Flasergabbros), die in Wirklichkeit nur eine Abart der Druckschieferung ist. Zumal die Gabbros von der Höllmühle bei Penig sind sehr lehrreich und typisch in dieser Beziehung. Zugleich mit der randlichen Zertrümmerung der grossen Feldspathe und peripherisch amphibolitisirten Diallagkörner vollzieht sich oft eine, nur bei krystallinen Schiefern sich sonst findende, überaus

innige Mischung und Durchdringung der abgelösten Körnchen von Plagioklas und der Amphibolsäulchen und Blättchen.

Auch hier zeigen sich bei den Anfangsstadien solcher Kataklasstructur regellose Sprünge, die oft in auffallend constanter Richtung oder mit geringer Ablenkung durch die verschiedensten Gemengtheile hindurchsetzen, in die Spaltrisse dieser überspringend, wo sie dieselben unter sehr spitzem Winkel schneiden (Ekersund); mit diesen mechanischen Klüften stehen Flüssigkeitseinschlüsse von auffallend gestreckter Form und durch Capillarcanäle mit einander verbunden, in reihenförmiger Anordnung in naher Beziehung. Verfolgt man derartige Klüfte im Gesteinsdünnschliffe unter geeignetem Heben und Senken des Tubus, so findet man auf denselben, soweit sie im Feldspath verlaufen, gar oft winzige, sehr hellgrüuliche Körnchen und Blättchen von hoher Lichtbrechung und starker Doppelbrechung, die einem Pyroxen (Epidot?) anzugehören scheinen (Egefjord); sobald die Klüfte in Diallag eintreten, sind sie mit bisweilen äusserst kleinen hellgrünen Blättchen von geringerer Doppelbrechung bekleidet, die sich nicht selten zu wohl erkennbaren Amphiboltafeln oder Säulen vergrössern (Ehrsberg). Das sind die ersten Anfänge einer dynamometamorphen Faciesbildung in Gabbro-Gesteinen, die zu den fesselndsten und wichtigsten Phänomenen der Petrographie gehört, und welche für die Lehre von den krystallinen Schiefern von kaum schon absehbarer Bedeutung ist. Man wird schwerlich eine grössere Suite von Präparaten aus Gabbro-Gesteinen durchstudiren, ohne bald die überzeugendsten Beweise dafür zu finden, dass die Amphibolitisirung der Diallage, Hypersthene und Bronzite nicht ein Act der atmosphärischen Verwitterung, sondern ein Act dynamometamorpher Gesteinsumwandlung ist.

Nun ist es eine sehr alte geologische Erfahrung, die jede neue Untersuchung bestätigt, dass durchaus normale Gabbros kernartig von einer Schale von Amphiboliten, Amphibolschiefern, dioritischen Schiefern und ähnlichen Gesteinsformen umhüllt werden, in welche sie bald sehr rasch und auf kurzer Entfernung, bald sehr allmählig übergehen. Diese Thatsache wurde, um nur durch mikroskopische Untersuchung gestützte Beobachtungen der Neuzeit anzuführen, ganz gleichmässig von Törnebohm, Becke, Lehmann, Traube, Williams u. A. constatirt, in ihrer ganzen geologischen Tragweite wohl zuerst von J. Lehmann hingestellt. Dass die Amphibolite und Gabbro-Gesteine derartiger Vorkommnisse eine geologische Einheit bilden und dass diese beiden Extreme durch die vollkommen

nachweisbaren allmähligsten Übergänge der Structur und des mineralogischen Bestandes verknüpft sind, wird von keinem Beobachter bestritten. Nur die Deutung ist eine verschiedene. Die einen sehen in dem Amphibolit das normale und ursprüngliche, in dem Gabbro das abnorme und entwickelte Glied der Reihe. Ihnen läge der wohl kaum zu führende Nachweis ob, nicht nur, dass Amphibol sich in Pyroxen molekular umsetzt, dass aus einem feinen Feldspathaggregat gewissermaassen durch randliche Assimilation einheitliche Individuen werden können, sondern auch, dass die ganze Reihe der andern, sogleich zu besprechenden Veränderungen des Olivin, Ilmenit u. s. w. rückläufig vorstellbar sei. Und selbst dann würde die Vergleichung der sogenannten Saussüritgabbros eine solche Deutung sehr unwahrscheinlich machen. — Die andern halten die hier gegebene Darstellung, wonach der Gabbro oder Norit das ursprüngliche Gestein, der Amphibolit eine dynamometamorphe Facies desselben ist, für die richtige. Eine gewissermaassen vermittelnde Ansicht spricht Becke (T. M. P. M. 1883. V. 173) aus: „Vielleicht hat man es in den Gabbro-Gesteinen, die einerseits vollkommen die massige, richtungslos körnige Structur von Eruptivgesteinen besitzen, andererseits durch petrographische Übergänge und geognostische Verknüpfung mit unbezweifelt sedimentären, krystallinen Schiefern, namentlich Hornblendeschiefern verbunden sind, mit derartigen Eruptivgesteinen zu thun, die zu einer älteren Zeit entstanden, mit den noch unfertigen Schiefern zu einem Ganzen sich vereinigten." Diese Auffassung steht und fällt natürlich mit den Worten „unbezweifelt sedimentär".

Die Übergänge und Zwischenglieder zwischen dem Gabbro, Olivingabbro und Norit einerseits, den Amphiboliten andererseits sind an verschiedenen Localitäten ziemlich verschieden ausgebildet. Der eine Typus wird dargestellt durch die von Törnebohm als Gabbro-Diorit und Hyperit-Diorit bezeichnete Gesteinsreihe.

Wo der in seinem Normalbestande oben S. 301 geschilderte Hyperit an den Gneiss angrenzt, und da, wo derselbe stark von quarzerfüllten Spalten durchzogen wird, ist er in ein oft sehr granatreiches Gestein von der Zusammensetzung, aber allerdings nicht von der Structur des Diorit umgewandelt (Taf. II Fig. 2). Diese Umwandlung vollzieht sich sehr rasch, so dass z. B. in zwei Fuss Entfernung von den Spalten das Gestein noch die oben beschriebene Zusammensetzung hat, nur dass die früher besprochenen Mäntel um Olivin und Ilmenit etwas breiter sind. Bei weiterer

Annäherung an diese Spalten oder an den Gneiss werden die Zonen immer breiter und es tritt Granat darin auf. Einen Fuss von der Spalte weg ist der Olivin vollständig verschwunden; an seiner Stelle liegt ein Aggregat aus schwach schmutziggelben stengligen oder fasrigen Individuen (Tremolit), die aus der Entwicklung der inneren hellen Zonen um den Olivin hervorgingen, während die äussere grüne Zone durch einen Rahmen aus Hornblendekörnern ersetzt ist. Äusserer Rahmen und inneres Aggregat sind nicht scharf von einander abgegrenzt und in diesen Amphibolhaufen liegen Granatkörner. Gleichzeitig ist der Augit in eine grüne feinkörnige Hornblende, oft mit guter Erhaltung der ursprünglichen Augitinterpositionen übergegangen. Auch um die Ilmenitkörner hat sich brauner Glimmer und Granat gelegt; nie um gelegentlich vorhandenen Pyrit. In diesem Stadium ist der Plagioklas ziemlich wohl erhalten. Dicht neben der Spalte sind die grünen Hornblende-Aggregate noch stärker entwickelt, das helle Tremolitcentrum derselben mehr oder weniger vollständig verschwunden, die Granate in grösseren Individuen ausgebildet, der Augit ganz oder bis auf unbedeutende Reste amphibolitisirt, und der braune basische Plagioklas in ein körniges Aggregat von frischem farblosen, durch HCl nicht zersetzbaren saureren Plagioklas und Quarz übergeführt. Braune Glimmerblättchen liegen im Feldspath und in den Hornblende-Aggregaten. Diese Grenzfacies ist es, die Törnebohm Hyperit-Diorit nennt, die man vielleicht bezeichnender Hyperit-Amphibolit nennen würde.

Dieser ganze Vorgang ist nicht ein zufälliger, sondern findet sich allenthalben und jedesmal, wo sich Hyperit und Magnetitgneiss berühren und wo der Hyperit von Quarzgängen durchzogen wird. — Ganz dieselben Veränderungen, die sich im Liegenden oft bis zur Bildung von sogenannten Dioritschiefern und Amphibolgneissen steigern, beobachtet man an andern Hyperiten Wermlands, an gewissen diesen Hyperiten sehr nahe stehenden, nur Diallag statt Augit enthaltenden, dem Magnetitgneiss von Westgothland concordant eingeschalteten Gabbro-Gesteinen, und an Ganggesteinen des östlichen Wermland, die sich von dem Hyperit dadurch unterscheiden, dass sie keinen Olivin führen und statt des stark pleochroitischen Hypersthen einen fast farblosen Bronzit neben Augit enthalten. In den amphibolitischen Facies dieses letzteren Gesteins bildet sich niemals Granat. Das Vorhandensein oder Fehlen der eigenthümlichen Mäntel um Olivin, ja der

Olivin selbst, ist für den Eintritt und die Entwicklung dieser ganzen Umwandlung ohne Bedeutung.

Im Gneiss von Radmansö bei Nartelge in der Provinz Upland bildet der durch seinen Anorthit bekannte, daher auch Eukrit genannte Gabbro ein gewaltiges Massiv. Dieser Gabbro ist überaus mannichfach mineralogisch ausgebildet; er zeigt Übergänge in eigenthümliche Hornblende-Pikrite, deren Olivin wie immer matte Flecke auf der Spaltfläche des grünen, aktinolithischen Amphibol bildet, und in Diorite mit saureren Plagioklasen und Quarz. Die letzteren, als Gabbro-Diorite sehr passend bezeichnet, sind Grenzfacies gegen den Gneiss. Auch wo in diesem Gabbro und seinen dioritischen Facies Olivin auftritt, zeigt er die gleichen Umwandlungsphänomene, wie sie im Hyperit beschrieben wurden.

Ebenso fand Becke in dem S. 314 erwähnten Olivingabbro von Langenlois den Feldspath mit eintretender Kataklase zu einem feinkörnigen Aggregat zerquetscht und den Olivin vollständig umgewandelt. Die peripherischen Theile bestehen dann aus einem kleinkörnigen dunkelgrünen Aggregat, welches nach innen ziemlich unvermittelt in ein divergentstrahliges Aggregat von Hornblendeprismen übergeht, denen Chloritschuppen oft beigemengt sind. Die Hornblende ist aktinolithisch und weit heller, als der gleichzeitig aus Diallag entstandene Amphibol*. In der oft kaum 3 cm breiten Zone, wo der körnige Gabbro in dünnschiefrigen Amphibolit übergeht, werden diese Olivinpseudomorphosen elliptisch, flachen sich mehr und mehr ab und zugleich wird der Feldspath immer feinkörniger, bis man schliesslich ein schiefriges, aus abwechselnden, flach lenticulären Flasern von Hornblende und Feldspath bestehendes Gestein vor sich hat. — Auch in dem Gabbro des sächsischen Granulit von den Vier Linden bei Rosswein treten analoge Olivinpseudomorphosen auf, in denen bald noch ein Olivinkern vorhanden, bald jede Spur von Olivin verschwunden ist. Auch hier besteht das Umwandlungsproduct aus zwei Zonen. Der Kern der vollendeten Olivinpseudomorphose ist bräunlich und besteht unter dem Mikroskop aus farblosen Anthophyllitstengeln, denen einige Erzkörner beigemengt sind, die äussere Zone besteht aus grüner Hornblende ohne Magnetit und ist feinkörnig. Die Hornblende-Individuen sind im Querschnitt scharf sechsseitig mit (110) (010); ihnen sind spärlich kleine grün-durchsichtige, unregelmässige Körnchen beigemengt, die das Ver-

* Bonney scheint diese Umwandlung von Olivin in Amphibol schon im Gabbro von Coverack Cove, Cornwall, beobachtet zu haben.

halten eines Spinells zeigen. Wo in der Pseudomorphose noch ein Olivinkern enthalten ist, ragt der Anthophyllit bisweilen direct in diesen hinein, bisweilen aber liegt auch zwischen dem Olivinkern und dem Anthophyllit eine Zone von zertrümmertem Olivin in kleinkörnigen Aggregaten, die sich trumförmig in den compacten Olivinkern hineinziehen. Ganz ebenso verhält sich der Feldspath. Soweit er von Amphibolprismen durchspickt ist, erscheint er zertrümmert und auch hier gehen solche Adern zertrümmerten Feldspaths in den compacten Feldspath hinein. Mit diesen mechanischen Phänomenen hat, wie Becke gewiss mit Recht betont, die oft wahrnehmbare Serpentinisirung der Olivinreste und die Klinochlorbildung in den Hornblendezonen nichts zu thun. Das sind normale Phänomene der atmosphärischen Verwitterung. — Fügt man die Umbildung des Diallag zu Amphibol und die bisweilen zu constatirende Durchwachsung des Feldspaths mit Augit neben Amphibol hinzu, welche Becke auch an dem Smaragditgabbro zwischen Rehberg und Gneixendorf und zwischen Langenlois und Mittelberg in Niederösterreich constatirte, so hat man auch das Bild für die Amphibolitbildung des Peniger Gabbro. Für alle diese Vorkommnisse ist gegenüber den Hyperit- und Gabbro-Dioriten Törnebohm's die von Sachse auch analytisch nachgewiesene Thatsache charakteristisch, dass der zertrümmerte Feldspath dieselbe Zusammensetzung behält, wie der compacte des nicht dynamometamorphen Gesteins*.

Es ist leicht verständlich, dass in der älteren Geologie solche amphibolitisirte Gabbros bei erhaltener körniger Structur, d. h. also im Stadium des Gabbro-Diorit Törnebohm's, für wirkliche Diorite gehalten worden sind. Das gilt z. B. nach Ramsay für die von Hofmann, Lemberg und Lagorio Diorit genannten Gesteine der Insel Hogland, was auch deren Analyse bestätigt. Ramsay nennt sie Gabbro-Diorit. Im Interesse der Verständlichkeit und zur Andeutung der thatsächlichen geologischen Stellung spräche man besser von Gabbro-Amphibolit**.

* Kemp beschreibt einen Gang von der Zusammensetzung eines granatreichen Plagioklas-Hypersthen-Augit-Amphibolgesteins im Norit der Adirondacks (N. Y.) am Avalanche-See und erklärte dieselbe entweder für eine Quetschzone (shear zone) im Norit selbst, oder durch Druck aus einem verwandten Gestein hervorgegangen.

** Von grosser Wichtigkeit für die Dynamometamorphose der Gabbros und Diabase und die Bildung der amphibolitischen Gesteine des Grundgebirges sind Lawson's Beobachtungen aus dem Keewatin des Rainy Lake-Gebiets in Canada.

Die weite Verbreitung dieser Umwandlungen von Gabbro in körnige oder schiefrige Amphibolite wird durch Beobachtungen von H. Reusch in der Gegend des Sees Bygdin im hinteren Valders, durch die Beobachtungen Romberg's an argentinischen Gabbros, durch solche von Hobbs in der Gegend von Ilchester, Md., und zahlreiche andere dargethan, ganz besonders ersichtlich aber durch die zusammenfassende Darstellung von Justus Roth, welcher den Vorschlag machte, solche Vorkommnisse, die geologisch zu den krystallinen Schiefern, petrographisch zum eruptiven Gabbro gehören, nach dem schon von L. v. Buch für eine schlesische Localität verwendeten Namen Zobtenfels Zobtenit zu nennen. Wollte man diesen Namen adoptiren, so wäre er nach Justus Roth's eigener Schilderung ein Sammelname für sehr heterogene Dinge, zu denen dann allerdings auch die Gabbro-Diorite und Hyperit-Diorite oder Gabbro-Amphibolite und ihre schiefrigen Formen gehören würden. Zobtenit wäre dann ein jedes durch Dynamometamorphose, unter Amphibolbildung aus Gabbro hervorgegangenes Gestein und in diesem Sinne eine erwünschte kurze Bezeichnung. Die Beschränkung „unter Amphibolbildung" ist nothwendig, sonst würden auch die mineralogisch durchaus unveränderten und doch bisweilen eine gewaltige Kataklase aufweisenden Anorthosite Canadas zu den Zobteniten gerechnet werden müssen. Das ist z. B. nach der Darstellung von Adams der Fall im Morin-Gebiet (S. 306), und doch entwickelt sich keine, oder nur gelegentlich eine Schieferung, wie auch die Pyroxene keine Spur von Amphibolitisirung, die bis zu vollkommener Zerreibung zerquetschten Feldspathe keine chemische Veränderung wahrnehmen lassen. Adams schliesst daraus gewiss mit Recht, dass sich diese Kataklase in sehr grosser Tiefe und bei sehr hoher Temperatur habe vollziehen müssen.

An dieser Stelle sei zurückverwiesen auf die Gabbro von Baltimore (S. 300), von denen G. H. Williams denselben Vorgang der Umwandlung beschreibt. Der Übergang aus Gabbro in Amphibolit ist ein durchaus allmähliger; die Pyroxene wandeln sich in Amphibolaggregate um, die ebenso, wie dieses vom Olivin beschrieben wurde, innen farblos, aussen grün sind. Mit fortschreitender Umwandlung der Pyroxene geht eine Zertrümmerung der Feldspathe unter nicht seltener Epidotbildung an den Rändern gegen den Amphibol hin Hand in Hand.

Durch solche, auch bei den Hyperit- und Gabbro-Dioriten gelegentlich zu beobachtende Epidot- oder Zoisitbildung stehen die

bisher besprochenen dynamometamorphen amphibolitischen Gabbrofacies in einer gewissen Verbindung mit den sogenannten Saussüritgabbros des Fichtelgebirges, der Alpen, Piemonts, Corsicas und des skandinavischen Nordens. Allerdings sind nicht alle Saussüritgabbros aus Gabbro, sondern zum grossen Theil aus Diabasen hervorgegangen, was bei der so überaus ähnlichen chemischen und mineralogischen Constitution von Gabbro und Diabas leicht erklärlich ist, wenn man beide Gesteine den gleichen geologischen Processen unterworfen denkt. Dass die Saussüritgabbros jedenfalls unter Mitwirkung dynamischer Vorgänge aus Gabbro entstanden sind, geht deutlich hervor aus den allgemein nachweisbaren Phänomenen einer deutlichen Kataklasstructur und den gleichzeitig oft zu constatirenden Resten der ursprünglichen Gemengtheile und Structur. Es sind mir keine Saussüritgabbros bekannt geworden, in denen Olivin als ursprünglicher Gemengtheil sicher nachweisbar gewesen wäre. Die Umwandlung des Diallags in Aktinolith oder Smaragdit ist durchaus analog der Umwandlung desselben Minerals oder seiner pyroxenischen Vertreter in den amphibolitisirten Gabbros; nur kommt hier wohl häufiger die Neubildung von Rutil und von Granat in Begleitung der Amphibolparamorphose vor. Das Distinctive und Charakteristische der Saussüritgabbros gegenüber den amphibolitisirten liegt in dem Gange der Feldspathveränderung. Nicht nothwendig die Form des ursprünglichen Plagioklas wird hier zerstört, sondern es wird die Substanz desselben durch Zoisit, Epidot, Granat, gelegentlich unter gleichzeitiger Entwicklung eines sauren Plagioklas und hie und da vielleicht etwas Quarz oder auch Calcit, ersetzt, wie oben beschrieben wurde. Die Albitbildung zeigen besonders schön die Saussüritgabbros von Corsica, Ytterö und Röraas. Schieferstructur kann mit diesem Vorgange zur Entwicklung gelangen oder nicht.

Der vorstehende Passus ist der zweiten Auflage dieses Buchs entnommen. Ich kann ihn heute dahin ergänzen, dass auch der Olivingabbro dieser Veränderung unterliegt und theile nach noch unveröffentlichten Studien von R. Schäfer an dem Allalingabbro und seinen Umwandlungsproducten die wichtigsten Thatsachen mit. Die Saussüritgabbros dieses Vorkommens sind als erratische Findlinge oder aus den Moränen des Allalin in allen Sammlungen verbreitet.

Das vollständig unveränderte Gestein liegt vergraben unter der gewaltigen Gletscherdecke des Allalingebiets und tritt — sonder-

barerweise nur in dem Typus des Olivingabbro und des Forellensteins — lediglich in den Moränen auf. Es ist ein grob- bis grosskörniges eugranitisches Gestein, dessen Olivin deutlich, wenn auch nicht in grosser Schönheit die an den Hyperiten beschriebenen Resorptionsmäntel zeigt. Die Umwandlung vollzieht sich nach zwei divergirenden Richtungen. Im einen Falle — das sind die in den Sammlungen verbreiteten Stücke — findet sich eine vollständige mineralogische Umwandlung bei vollkommen erhaltener Structur. Wir nennen diesen Typus den Allalinit-Typus; im andern Falle ist mit der vollständigen mineralogischen Veränderung zugleich die Entwicklung einer Parallelstructur verknüpft, die durch sehr grobgefügten saussüritischen Flasergabbro zu sehr feingefügtem flasrigen bis zu sehr dünnschiefrigem Zoisit Amphibolschiefer führt.

Im Allalinit liegen die Smaragditmassen, schon makroskopisch mit Talkblättchen gemengt und mikroskopisch mit zierlichsten Rutilen in Körnchen, einfachen Individuen und Zwillingen durchsprenkelt mit dem Saussürit, der am Allalin durchschnittlich selten aus Epidot, vorwiegend aus Zoisit mit Albit und einem Chloritmineral, beziehungsmit Strahlsteinnadeln besteht, in bis über Zoll grossen Individuen genau so nebeneinander, wie Labrador und Diallag im Gabbro; besonders der Smaragdit zeigt in hohem Idiomorphismus die Krystallform des Diallags. Gelegentlich deuten grössere Rutilkörner auf das frühere Eisenerz hin. Zu diesen beiden Hauptbestandmassen gesellen sich sehr oft rundliche, ellipsoidische und ganz unregelmässig gestaltete Massen, welche genau die Form und Vertheilung der Olivine im unveränderten Olivingabbro zeigen. Sie bestehen zu äusserst aus einem Mantel hellröthlicher Granate in Körnern und Rhombendodekaëdern, die besonders da hervortreten, wo der Saussürit die Grenze bildet. Auf diese folgt nach innen ein Gemenge von Strahlsteinsäulen und Talkblättchen mit bald vereinzelten, bald häufigen Blättern eines Sprödglimmers. Auf den verwitterten Oberflächen der Findlinge dieses Olivin-Allalinits ragen die Granathüllen wallartig hervor, die Talkblättchen sind herausgespült und haben eine napfförmige Vertiefung hinterlassen. Tritt der Smaragdit zurück, oder verschwindet er ganz, so hat man einen aus Saussürit und aus den beschriebenen Aggregaten gebildeten Forellenstein-Allalinit. Soweit ist das Phänomen vollkommen mit blossem Auge an den in allen Sammlungen verbreiteten Handstücken zu verfolgen. Das Mikroskop kann kaum etwas Wesentliches hinzufügen. Die bereits

oben bei Besprechung des Plagioklas und Pyroxens der Gabbrogesteine gegebenen Schilderungen treffen auch hier vollständig zu und sind nur, wegen des äusserst geringen Kornes der Neubildungen, nicht besonders gut zu studiren. Sowie aber das Gestein Verschiebungen zeigt, die in der idiomorphen Gestalt von Plagioklas, Diallag und Olivin vorliegenden Neubildungen zu linsen- und scheibenförmigen Massen gepresst, zuletzt zu mikroskopisch flasrigen Zoisit-Amphibolitschiefern, die wir hier Allalinitschiefer nennen wollen, ausgewalzt werden, nehmen die Gesteine eine etwas lockere, zuckerkörnige Beschaffenheit an und lassen in unübertroffener Schönheit die Umwandlungsvorgänge verfolgen. Selbst da, wo die Zoisit-Albit-Linsen aus dem Labrador und die Strahlstein-Klinochlor-Rutil-Linsen aus dem Diallag so fein geworden sind, dass ihrer mehrere in dem mikroskopischen Gesichtsbild wechsellagern, kann man sie als Einzelgebilde erkennen und ihren Ursprung angeben.

Die meisten dieser Allalinitschiefer lassen keine Spur eines auf ursprünglichen Olivin hinweisenden Minerals wahrnehmen, wenn man von dem gelegentlichen Granat absieht, der sich schon makroskopisch nachweisbar auch aus Diallag entwickelt. Manche aber enthalten schon mit blossem Auge wahrnehmbare einsprenglingsartige Individuen von Sprödglimmer in Gesellschaft von Talkblättchen und gelegentlich eines fluorfreien, hydroxylhaltigen Beryllhumits, der in den die Allalinite begleitenden Serpentinen der Langen Fluh und des Grünen Grats eine wichtige Rolle spielt. Solche Handstücke pflegen arm an Umbildungsproducten des Diallag zu sein und ich vermuthe in ihnen die Schieferform der Forellenstein-Allalinite.

Auch die feldspathfreien Glieder der Gabbroreihe liegen hier in der Eklogitfacies vor, z. Th. von grobem Korn, z. Th. in kelyphitischer Ausbildung. Die epidotreichen Typen wird man für Übergangsformen zu feldspathhaltigen Gabbros ansehen dürfen. Interessant ist die Hornblende dieser Eklogite; sie hat auf den ersten Blick grosse Ähnlichkeit mit den blauen Glaukophanen oder Arfvedsoniten, gehört aber zu keinem dieser. Sie hat c blau, b graublau bis violettbläulich, a grünlichgelb mit negativem Charakter bei kleinem 2E; Dispersion deutlich $v > \varrho$, c : c war nirgends grösser als 20° bei Parallelismus der Spaltrisse und Pleochroismus zwischen blau und gelbgrün. Die Doppelbrechung ist grösser als bei den sonst ähnlichen Hornblenden der Alkaligesteine und zwar ist $\gamma - \beta$ sehr klein, $\gamma - \alpha$ und $\beta - \alpha$ gross. — Diese Eklogite enthalten viel

Rutil, der jedoch hier, ebenso wie im Allalinit selbst, durch Titanit vertreten werden kann.

Die Umwandlung des hyperitischen Gabbro vom Sulitjelma in Saussüritgabbro giebt Vogt an. Wie weit die herrlichen Epidot- und Zoisit-reichen Amphibolschiefer dieses Gebietes mit dem Gabbro zusammenhängen, lässt sich nicht aus den vorliegenden Darstellungen Vogt's, Sjögrén's und Stelzner's mit Sicherheit erkennen. Jedenfalls aber haben sie eine auffallende Verwandtschaft mit den Allalinitschiefern.

Die fichtelgebirgischen Saussüritgabbro von der Wojaleite zwischen Oberkotzau und Rehau gehören nach v. Gümbel und Michael zu der Hornblende- und Chloritschiefer-Gruppe am SO.-Rande des Münchberger Gneiss an der Grenze gegen den Phyllit und sind allenthalben mit Serpentin vergesellschaftet, so bei Wurlitz, Schwarzenbach an der Saale und Förbau. Ihre Structur ist grobkörnig und grobflasrig; sie bilden im Serpentin Linsen von Handgrösse bis zu mehreren Metern Länge und gewaltigen Massen. Anhäufung des serpentinisirten Diallag bedingen Übergänge in Diallagfels und Serpentin. — Zoisitfelsmassen entsprechen ursprünglich diallagarmem Gabbro.

Teall beschreibt dynamische Metamorphosen an dem Gabbro, welcher sich an der Küste von Cornwall, nördlich von Pen Vooze bei Landewednack findet, im Norden von Serpentin mit Gabbrogängen, im Süden von gepressten Graniten und Glimmerdioriten begrenzt und von Granit- und Glimmerdioritgängen durchsetzt wird. Es sind meistens olivinfreie, normale Gabbro, seltener Olivingabbro; auch Forellenstein findet sich. Auch hier gehen die massigen Gabbro in Flasergabbro und dünnschiefrigen Gabbroschiefer mit Diallagaugen über. Mit Eintritt der Flaserstructur tritt Amphibol an die Stelle von Diallag, Saussürit an die des Feldspaths. Doch findet sich auch hier die mineralogische Umwandlung ohne Veränderung der massigen Structur.

Dem Flasergabbro verwandte Gesteine, die aus Hornblendegabbro abzuleiten wären, beschreibt C. Schmidt vom Nordrande der Tavetscher Mulde, von der Puntaiglasalp, von der Ruseinbrücke unterhalb Dissentis und aus den Sericitschiefern der Medelser Schlucht. Der Quarzreichthum mancher dieser Vorkommnisse deutet auf dioritische Gesteine als das ursprüngliche Material.

Lacroix beschreibt einen Anorthitgabbro mit deutlich erkennbaren dynamometamorphen Erscheinungen, in welchem neben Titanit

auch Idokras als primärer Gemengtheil vorkommt. Wollastonit erscheint secundär. Er parallelisirt das Gestein mit einem von Cross (T. M. P. M. 1880. III. 377) als Plagioklas-Pyroxen-Gestein beschriebenen krystallinen Schiefer von Roguédas.

Eine ganz eigenthümliche, in ihren Entstehungsbedingungen noch nicht mit Sicherheit erkannte Modification von Gabbro tritt im südlichen Norwegen zwischen den Städten Langesund und Risör mehrfach in Begleitung von Apatitgängen auf und findet sich eben allenthalben nur an der Grenze von normalem Hyperit gegen die genannten Gänge. Diese Modification wurde zuerst von Brögger und Reusch (Z. D. G. G. 1875. XXVII. 646—700) als „gefleckter Gabbro" von Oedegården beschrieben. Michel-Lévy erkannte dieses Gestein im Wesentlichen richtig als ein Gemenge von Skapolith und Amphibol, welchem neben den gewöhnlichen accessorischen Gemengtheilen auch Titanit (es scheint in Wirklichkeit häufiger Rutil zu sein) und vereinzelt Zoisit beigemengt ist (Bull. Soc. min. 1878. I. 43—46 und 79—81). Dass dieses eigenthümliche Gestein eine blosse Grenzfacies des normalen dunklen skandinavischen Hyperits gegen die Apatitgänge ist und sich aus diesem allmählig, aber in allerdings raschem Übergange entwickelte, wurde bereits von den ersten Beschreibern mit Sicherheit erkannt und ergiebt sich aus den gelegentlich vorhandenen Diallagresten in der schwach pleochroitischen braungrünen Hornblende, wie aus den hie und da zu beobachtenden Resten von Plagioklas in den Skapolithaggregaten. Interessant ist die Beobachtung von Fouqué und Michel-Lévy, wonach aus dem Schmelzfluss dieses Skapolith-Amphibol-Gesteins ein Labrador-Augitgestein krystallisirt (Bull. Soc. min. 1879. II. 105—113).

Der Apatit dieser Lagerstätten ist Chlorapatit; damit wird auch die Bildung des Skapolith zusammenhängen. Brögger und andere Geologen sehen in dem Vorgange ein pneumatolytisches Phänomen. Eine andere Erklärung wird von Judd gegeben. Er fand, dass die staubförmigen Einschlüsse, welche den Feldspath des Hyperit trüben, Flüssigkeitseinschlüsse sind, die in ihrer Anordnung den Zwillingslamellen folgen und sofort da aufhören, wo diese enden. Er nimmt nun an, dass dieser Zwillingsbau des Feldspaths secundär sei und nach Gleitflächen erfolgte, die zugleich Lösungsflächen (solution plains), d. h. Flächen geringsten Wider-

standes gegen lösende Reagentien sind. Daher die Verknüpfung der Flüssigkeitseinschlüsse mit den Zwillingslamellen und deren negative Krystallform, weil sie eben von Lösungsflächen begrenzt werden. In den Flüssigkeitseinschlüssen fand er cubische Kryställchen schwimmend, welche als NaCl angesprochen werden. Nun treten diese Flüssigkeitseinschlüsse auch noch gelegentlich in dem Skapolith und zwar in derselben Anordnung wie im Feldspath auf; wo aber die Skapolithbildung vollkommen abgeschlossen ist, da fehlen die Flüssigkeitseinschlüsse, das NaCl ist verbraucht. Aber das Wasser hätte ja bleiben können und die Apatitbildung bleibt unerklärt. — Offenbar lassen sich Judd's Beobachtungen sehr bequem mit der Hypothese einer Pneumatolyse vereinen. Dieselben Gase, welche die Apatitbildung und die Umwandlung des Feldspath in Skapolith bedingten, wurden bei schwächerer Einwirkung von den Flüssigkeitseinschlüssen der Feldspathe aufgenommen. — Zu betonen ist es, dass in dem Skapolith-Hornblendegestein die Structur des Hyperit nicht erhalten blieb. An ihre Stelle trat die Ocellar-Structur so vieler Amphibolite, besonders der aus Olivingabbro hervorgegangenen.

In Canada werden die Apatitlager im Gneiss nach Harrington, Adams und Lawson von einem Pyroxengestein begleitet, das z. Th. nur aus Pyroxen besteht, z. Th. auch Orthoklas und Quarz enthält, dabei oft viel Apatit führt und anscheinend in die Apatitmasse übergeht. Es sind die Pyroxenite von Sterry Hunt. Nun kommen nach Adams und Lawson in Verknüpfung mit Amphiboliten und körnigem Kalk im Laurentian in Canada Gesteine von der Zusammensetzung des Oedegårdener gefleckten Gabbros vor, aber ohne von Apatit begleitet zu werden, so bei der Stadt Arnprior am Flusse Ottawa, am Mazinaw Lake in der Township Abinger, Co. Addington, in der Mississippi Iron Mine, Township Palmerston, Co. Frontenac, und in Mc Dougall im Parry Sund-Gebiet. Das Gestein von Arnprior besteht aus hellgrünem Pyroxen, der in Umwandlung zu fasriger Hornblende begriffen ist, aus bläulichgrünem Amphibol und Skapolith mit etwas Epidot, Enstatit, Pyrrhotit und Rutil. Der Skapolith ist theils stark, theils schwach doppelbrechend und hat also wechselndes Verhältniss von Ca : Na und zeigt vereinzelt noch Structurreste, die auf zwillingslamellirten Feldspath zurückweisen, aus dem er hervorgegangen ist. Er enthält Flüssigkeitseinschlüsse und Mikrolithe. — Das Gestein vom Mazinaw Lake besteht aus Hornblende, Biotit, Skapolith, Plagioklas und

etwas Quarz nebst sehr wenig Epidot, Zoisit und Titanit. Es ist also ein Plagioklas-Skapolith-Amphibolit und zeigt Parallelstructur. — Das Gestein von Mc Dougall ist richtungslos körnig und wird Plagioklas-Skapolith-Diorit genannt. Ob diese canadischen Vorkommnisse genau den telemarkischen entsprechen, lassen die Autoren selbst dahingestellt, weil die Entstehung des Amphibols aus Pyroxen nicht nachweisbar ist — zweifellos feststellbar ist der Feldspath als Muttermineral des Skapolith —, weil also die Gesteine nicht als zum Gabbro gehörig erwiesen worden sind. — Wie viel Skapolith-Amphibolite des Grundgebirges mögen hierher gehören?

Auch der Apatit von Jumilla in Spanien steht in Beziehung zu andesitischen Gesteinen nach Villanova. Kommt auch dort die Umwandlung des Feldspaths in Skapolith vor?

Contactmetamorphosen am Gabbro.

Über die metamorphosirenden Wirkungen der Gabbro-Gesteine auf die von ihnen berührten Sedimente liegen bis dahin kaum verwendbare Angaben vor, welche sich auf mikroskopische Untersuchungen stützten. Doch weiss man mit Sicherheit, dass diese Einwirkungen durchaus analog sein werden denjenigen der saureren Tiefengesteine, da z. B. am Harz die Contactzone der Schiefer und Grauwacken am Brockengranitit ununterbrochen auch um die diesem Granitit geologisch äquivalenten Gabbro-Gesteine sich fortsetzt. — Ähnliche Verhältnisse dürften nach der Darstellung von Verbeek auch an einzelnen Punkten (Siboemboen-Gebirge) in West-Sumatra herrschen. — In den Adirondacks (N. Y.) führt der körnige Kalk am Contact mit Gabbro Klumpen (horses) eines Gemenges von Quarz, Diopsid, Plagioklas, blassbrauner Hornblende, Skapolith, Glimmer, Magnetkies, Turmalin, Titanit u. s. w. nach Kemp.

Der Gabbro des Carrock Fell umschliesst nach Harker Massen und Schollen der silurischen Hypersthen-führenden Melaphyre der Eycott Hill-Gruppe und zeigt an deren Grenzfläche endo- und exomorphe, oder, wie Harker und Morlot sagen, inverse und everse Contactphänomene. Die grossen Plagioklas-Einsprenglinge der Eycott-Ergüsse haben ihre Interpositionen verloren und sind gelegentlich mit Beibehaltung der alten Einsprenglingsform in ein allotriomorphkörniges Aggregat umkrystallisirt; die Bastit- oder Serpentinpseudomorphosen nach Hypersthen sind zu Hornblende um-

gewandelt; die Feldspathmikrolithe der Grundmasse sind heller, der Magnetit schärfer idiomorph, die Glasbasis ist verschwunden und die ganze Grundmasse hat einen Hornfelscharakter angenommen. Die Dichte der Einschlüsse ist von 2,754 und 2,744 in dem unveränderten Gestein auf 2,835 und 2,887 gestiegen. — Die Berührungsfläche von Gabbro und Melaphyreinschlüssen ist wohl erkennbar, aber etwas verworren, und im Gabbro hat sich Biotit, Quarz und ungestreifter Feldspath an der Berührungsfläche anscheinend dadurch gebildet, dass die Glasbasis des Melaphyr von dem Gabbromagma eingeschmolzen wurde. Dadurch wurden im Melaphyr die Plagioklasmikrolithe frei und liegen nun in dem neu an der Grenze gebildeten Quarz-Feldspath-Mosaik. Auch ziehen sich wohl schmale Trümer vom Gabbro aus in den Einschluss hinein und enthalten braune idiomorphe Hornblende und Quarzkitt. Im Gabbro selbst findet sich bis auf wenige Fuss vom Einschluss weg Biotit, der sonst dem normalen Gabbro fehlt. Sehr scharfsinnig zeigt Harker, dass und warum diese locale Biotitbildung nur in einem späteren Stadium der Entwicklungsgeschichte des Gabbromagmas eintreten konnte, und weist nach, dass thatsächlich dieses Phänomen auf den centralen saureren Theil des Gabbro (vergl. S. 299) beschränkt ist. — An dem Contact des sehr basischen erzreichen Gabbro der peripherischen Theile des Massivs mit dem Granophyr, der es durchsetzt, ist der normale blassgrüne Uralit, z. Th. wohl durch Aufnahme von Fe aus dem Ilmenit, zu brauner Hornblende geworden; Titanitkörner haben sich aus der Wechselwirkung von Ilmenit und Plagioklas gebildet, der Feldspath zeigt mancherlei Neubildungen, darunter blassen Amphibol und Chlorit. Während die Zone dieser Umwandlungen noch zum eigentlichen Gabbro gehört, findet sich unmittelbar am Granophyr eine schmale Zone, in welcher der Gabbro offenbar geschmolzen wurde und nun wieder zu einem auffallend grobkörnigen Gestein krystallisirte mit grossen idiomorphen Feldspathen und Hornblenden. Das mit dem überbasischen Gabbro gemischte Granophyrmagma lieferte dann reichlichen Mikropegmatit, in dem diese grossen Krystalle liegen — ein überraschender Anblick!

Sollas beschreibt eine fast bis ins Mikroskopische gehende Durchtrümerung des Gabbro von Barnavave, Carlingford, Irland, durch Granophyr und weist nach, dass scheinbar isolirte Putzen und Flecken von Granophyr im Gabbro durch winzige Canäle mit schmalen Trümern, und diese dann wieder mit mächtigen Gängen

in Verbindung stehen. Dass hier keine Primärtrümer vorliegen, ist überzeugend dargethan. Er meint nun, dass auch in andern Fällen, so auch am Carrock Fell, granophyrische Quarz-Feldspathaggregate so entstanden und nicht letzte Magmenreste seien. Das ist nur an Ort und Stelle in jedem Falle zu entscheiden.

Das Diorit-Noritgebiet der Cortlandt Serie am Hudson, etwa 25 □ miles gross, wird im Süden wesentlich von Glimmerschiefer, im Westen von Kalkstein, im Norden von Gneiss begrenzt. Die Gneisse scheinen nicht wesentlich beeinflusst zu sein; in den Glimmerschiefern und Kalksteinen ist dagegen eine Contactwirkung deutlich, wenn auch nicht auf grosse Entfernung hin nachweisbar. Für die Contactmetamorphose der Glimmerschiefer ist Cruger's Station, für die der Kalksteine Verplanck Point die typische Localität. — Bei Annäherung an das Eruptivgestein nehmen die Glimmerschiefer Quarzlinsen mit Granat und andern Contactmineralien auf und sind gefältelt. In den Schiefern selbst stellen sich Staurolith, Sillimanit, Cyanit und Granat ein. Am unmittelbaren Contact ist die Schieferung verschwunden und das Gestein ist hart und massig geworden. Im unveränderten Zustande ist es ein Quarz-Biotit-Muscovit-Feldspathschiefer mit Zirkon und Turmalin. Der Feldspath schwindet nach dem Eruptivgestein hin merklich, ebenso der Quarz; doch giebt es auch feldspathreiche Grenzformen. — Gelegentlich treten Kalkschiefer aus Quarz und Calcit gemengt auf und sind dann voller Rutil. — An einer Stelle scheint Schiefer und Diorit zusammengeschmolzen zu sein; der Diorit führt hier viel Granat, und es treten Diallag-Plagioklas-reiche, Diallag-Muscovit-reiche und Diallag-Skapolith-reiche Typen auf, die an Bamle bei Oedegården erinnern. Chemisch hat nach dem Diorit hin im Schiefer eine Zunahme von Thonerde und Eisen, eine Abnahme von Kieselsäure und Alkalien stattgefunden. — Das Eruptivgestein führt stellenweise reichlich Schiefereinschlüsse, die dann in einen Wechsel concentrischer Lagen verschiedener Mineralien umgewandelt sind. Sie bestehen 1. aus Pleonast und Korund, wie die oben besprochenen Primärtrümer, 2. aus Quarz mit viel mikroskopischen Rutilnadeln und accessorischem Magnetit, Pleonast, Zirkon, Apatit, Sphen, Granat, Turmalin, Biotit, Hornblende und Plagioklas, 3. aus Staurolith und grünem Ripidolith, 4. aus Margarit. Diese verschiedenen Einschlusstypen gehen ineinander über. — Die Kalksteine werden gebleicht und nehmen auch Hornblende und Pyroxen auf.

Smyth giebt an, dass in den Adirondacks am Contact von körnigem Kalk mit Gabbro sich eine zwischen einem Zoll und 2 Fuss Mächtigkeit schwankende Lage eines Gemenges von Wollastonit und grünem Pyroxen mit etwas Titanit und Granat entwickelt. Auch die in den Sammlungen so verbreiteten Mineralien aus dem körnigen Kalk der Adirondacks erscheinen mit Vorliebe am Gabbro-Contact.

I. f. Die Familíe der Peridotite und Pyroxengesteine.

Literatur.

A. Andreae und W. Könie, Der Magnetstein vom Frankenstein an der Bergstrasse. Abhandl. d. Senckenb. naturf. Ges. Frankfurt a. M. 1888.

W. S. Bayley, The basic massive rocks of the Lake Superior Region. Journ. of Geol. I. 433. 488. 688. II. 815. III. 1. Chicago 1893—1895.

Fr. Becke, Gesteine von Griechenland. T. M. P. M. 1878. 459—464 u. 469—493.

— Die Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels. T. M. P. M. 1882. IV. 322—352.

— Untersuchungen an kaukasischen Eruptivgesteinen. In H. Abich, Geologische Forschungen in den Kaukasusländern. II. Geologie der armenischen Hochebene. 1. Westhälfte. 329—364. Wien 1882.

— Olivinfels und Antigoritserpentin aus dem Stubachthal (Hohe Tauern). T. M. P. M. 1894. XIV. 271.

H. Behrens, Beiträge zur Petrographie des Indischen Archipels. Amsterdam 1880.

E. W. Benecke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. Heft I. Das Grundgebirge. Strassburg i. E. 1879.

Fr. Berwerth, Felsarten aus der Gegend von Rosignano und Castellina maritima, südlich von Pisa. T. M. M. 1876. 237.

A. Bergeat, Zur Geologie der massigen Gesteine der Insel Cypern. T. M. P. M. 1892. XII. 263.

Alb. Blomberg, Beskrifning till Kartbladet Penningby. Sveriges geol. Undersökning. Ser. Ha. No. 100. Stockholm 1889.

— Anteckningar från en i praktiskt syfta företagen geologisk resa i Vesterbottens län. Sveriges geol. Undersökning. C. No. 123. Stockholm 1892.

T. G. Bonney, The Lherzolithe of Ariège. Geol. Mag. (2.) IV. No. 152. Februar. 1877. 59—65.

— On the Serpentine and associated rocks of the Lizard district. Q. J. G. S 1877. XXXIII. No. 132. 884—928.

— On some Ligurian and Tuscan Serpentines. Geol. Mag. 1879. (2.) VI. 182. 362—370.

— On the serpentine and associated igneous rocks of the Ayrshire coast. Q. J. G. S. 1878. XXXIV. 769.

— On some serpentines from the Rhaetian Alps. Geol. Mag. 1880. (2.) VII. No. 198. 538—542.

T. G. Bonney, On the serpentine and associated rocks of Anglesey with a note on the socalled serpentines of Porthdinlleyn, Caernarvonshire. Q. J. G. S. 1881. XXXVII. No. 145. 40.

— On a boulder of Hornblende-Picrite near Pen-y-Carnisiog. Q. J. G. S. 1881. XXXVII. No. 146. 137.

— Additional note on boulders of hornblende-picrite near the western coast of Anglesey. Q. J. G. S. XXXIX. No. 155. 1883. Aug. 254—260.

— On bastite-serpentine and troktolite in Aberdeenshire with a note on the rock of the Black Dog. Geol. Mag. 1885. Dec. III. vol. II. 439—448.

— Note on a picrite and other rocks from Gippsland and a serpentine from Tasmania. Mineral. Mag. VI. No. 27. 54—58.

— On the so-called diorite of Little Knott, with further remarks on the occurrence of picrites in Wales. Q. J. G. S. 1885. XLI. No. 164. 511—522.

— On the occurrence of a variety of picrite (scyelite) in Sack. Geol. Mag. 1889. (3.) VI. No. 297. 109.

T. G. Bonney and C. A. McMahon, Results of an examination of the crystalline rocks of the Lizard District. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 464.

M. Boule, Les gneiss amphiboliques et les serpentines de la Haute-Vallée de l'Allier. Bull. Soc. géol. Fr. 1891. (3.) XIX. 966.

J. C. Branner and R. N. Brackett, The peridotite of Pike Co., Arkansas. Amer. Journ. 1889. XXXVIII. 50.

L. Busatti, Studi petrografici. Soc. Toscana di Sc. nat. 1887—88. Maggio. 246.

— Sulla Lherzolite di Rocca di Sillano (Monti Castelli) e Rosignano (Monti Livornesi). Atti Soc. tosc. Sc. nat. Pisa 1889. X.

C. von Camerlander, Zur Geologie des Granulitgebietes von Prachatitz am Ostrande des Böhmerwaldes. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1887. XXXVII. 117—142.

C. Chelius, Nachträge zu den Gabbrogesteinen des Frankensteins bei Eberstadt. Notizblatt d. Ver. f. Erdk. Darmstadt 1894. (4.) Heft 15. 31.

C. Chrustschoff, Notice sur une péridotite provenant de la côte du Détroit de Magellan. Bull. soc. min. Fr. 1886. IX. 9—15.

F. W. Clarke, Some nickel ores from Oregon. Amer. Journ. 1888. June. XXXV. 483.

E. Cohen, Berichtigung bezüglich des Olivin-Diallag-Gesteins von Schriesheim im Odenwald. L. J. 1885. I. 242.

J. H. Collins, On the geological history of the Cornish serpentinous rocks. Geol. Mag. 1885. (3.) II. 298; 1886. (3.) III. 359; 1887. (3.) IV. 299.

Alf. Cossa, Sopra alcune roccie serpentinose del Gottardo. Atti R. Accad. Torino. XVI. 1880.

— Sopra alcune roccie serpentinose del Apennino Bobbiese. Ibidem. XVI. 1881.

— Sulla massa serpentinosa di Monferrato, Prato. Boll. Com. Geol. Ital. Roma. 1881. No. 5 u. 6.

— Sulla Lherzolithe di Locana. Atti R. Accad. Torino. IX. 1874.

— Sul Serpentino di Verrayes in Valle d'Aosta. Real. Accad. Lincei. CCLXXV. 1877—1878. Serie 3. vol. III.

— Sulla composizione di alcuni serpentini della Toscana. Ibidem. 1880. V. 131.

Ch. W. Cross, On some eruptive rocks from Custer Co., Col. Proceed. Colorado Scientific Soc. 1887. 228.

J. Curie et G. Flamand, Etude succincte sur les roches éruptives de l'Algérie. 1889.

E. Dathe, Olivinfels, Serpentine und Eklogite des sächsischen Granulitgebietes. L. J. 1876. 225 u. 337.

A. Daubrée, Association du platine natif à des roches à base de péridot, imitation du platine natif magnéti-polaire. Ann. min. (7.) IX. 1876.

A. Delesse, Serpentine des Vosges. Ann. min. (4.) XVIII. 309—356. 1850.

J. S. Diller, Notes on the geology of the Troad. Q. J. G. S. 1883. XXXIX. 627.

— Notes on the peridotite of Elliott County, Kentucky. Amer. Journ. 1886. XXXII. 121—125.

— The genesis of the Diamond. Science. 29. X. 1886. VIII. No. 195.

— Peridotite of Elliott County, Kentucky. Bull. U. S. geol. Survey. 1887. No. 38.

— Supplementary note on the peridotite of Elliott County, Kentucky. Amer. Journ. 1889. XXXVII. 219.

— Geology of the Lassen Peak District. 8th Annual Report U. S. geol. Survey. Washington 1889.

— Mica-peridotite from Kentucky. Amer. Journ. 1892. XLIV. 286.

Corn. Doelter, Das Muttergestein der böhmischen Pyropen. T. M. M. 1873. 13—18.

R. von Drasche, Über Serpentine und serpentinähnliche Gesteine. T. M. M. 1871. 1—12.

— Olivinfels von Kraubat in Steiermark. T. M. M. 1871. 57.

L. Duparc et L. Mrazec, Note sur la serpentine de la Vallée de Binnen (Valais). Bull. Soc. min. Fr. 1893. XVI. 210.

Fr. Eichstädt, Mikroskopisk undersökning af olivinstenar och serpentiner från Norrland. G. F. F. VII. No. 90. 333—368.

— Pyroxen- och amfibolförande bergarter från mellersta och östra Småland. Bihang till K. Svenska Vet.-Akad. Handl. 1887. XL. No. 14.

H. Fischer, Über Eulysit und Wehrlit; in Kritische mikroskop.-mineralog. Studien; 2. Fortsetzung. Freiburg i. Br. 1873. 86.

H. von Foullon, Über Gesteine und Minerale von der Insel Rhodus. S. W. A. 1891. C. Abth. 1. 144.

— Über einige Nickelerzvorkommen. Jahrb. k. k. geol. R. 1892. XLIII. 223.

G. Gianotti, Appunti petrografici sopra alcune roccie del Piano del Re (Monte Viso), alta valle del Po. Giorn. di min., crist. e petr. III. 2. 1893.

Jos. Götz, Untersuchung einer Gesteinssuite aus der Gegend der Goldfelder von Marabastad im nördlichen Transvaal, Süd-Afrika. L. J. B.-B. 1885. IV. 110.

A. von Groddeck, Über das Vorkommen von Quecksilbererzen am Avalaberge bei Belgrad in Serbien. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen. XXXIII. 1885.

Hjalmar Gylling, Zur mikroskopischen Physiographie finnischer Eruptivgesteine. Helsingfors 1880.

A. Harker, On the eruptive rocks in the neighbourhood of Sarn, Caernarvonshire. Q. J. G. S. 1888. XLIV. No. 175. 442.

J. B. Harrington, Report on the minerals of the apatite bearing veins etc. Montreal 1879.

F. Hatch, On a hornblende hypersthene peridotite from Losilwa, a low hill in Taveta District, at the S. foot of Kilimanjaro, E. Africa. Geol. Mag. June 1888. (3.) V. No. 288. 257.

Amund Helland, Mikroskopisk undersoegelse af en del bergarter i det nordlige Norge. Tromsoe Museums Aarshefte. 1878. L. J. 1879. 420.

A. W. Howitt, The diorites and granites of Swift's Creek and their contact zones with notes on the auriferous deposits. Melbourne 1879.

Eug. Hussak, Über einige alpine Serpentine. T. M. P. M. 1882. V. 61—81.

A. Issel, Della formazione Lherzolitica di Baldissero nel Canavese. Boll. Com. geol. d'Italia. 1890. 433.

K. Jimbo, Explanatory text to the geological map of Hokkaido. Tokyo 1890.

— General geological sketch of Hokkaido with special reference to the petrography. Hokkaido 1892.

C. von John, Über krystallinische Gesteine Bosniens und der Herzegowina. Wien 1880.

J. W. Judd, On the tertiary and older peridotites of Scotland. Q. J. G. S. 1885. XLI. No. 163. 354—418.

S. Kantkiewicz, Geologische Untersuchungen längs der uralischen Eisenbahn. Russ. Bergjournal 1880. II. 325—373 cf. L. J. 1883. II. -357-.

J. F. Kemp, Peridotite dikes in the Portage Sandstones of Ithaca, N. Y. Amer. Journ. 1891. XLII. 410.

— The Nickel Mine at Lancaster Gap, Penn., and the Pyrrhotite Deposit at Anthony's Nose, on the Hudson. Transact. Amer. Instit. of Mining Engineers. Bridgeport Meeting Oct. 1894.

M. Kispatić, Über Serpentine und serpentinähnliche Gesteine aus der Fruska Gora. Mitth. aus d. Jahrb. d. k. ung. geol. Landesanst. 1889. VIII. 197.

Th. Kjerulf, Beskrivelse af en raekke norske bergarter. Christiania 1892.

J. H. Kloos, Über Uralit und die structurellen Verschiedenheiten der Hornblende in einigen Gesteinen des Schwarz- und Odenwaldes. 58. Vers. deutscher Naturforscher und Ärzte. Strassburg 1885.

— Studien im Granitgebiet des südl. Schwarzwaldes. L. J. B.-B. III. 1—16. 1884.

M. Koch, Über Olivinfels aus dem Gabbrogebiet des Harzes. Z. D. G. G. 1889. XLI. 162.

B. Koto, The archaean formation of the Abukuma plateau. Journ. College Sc. Imp. Univ. Japan. 1892. V. pt. III. 199.

A. Lacroix, Contributions à l'étude des roches métamorphiques et éruptives de l'Ariège. Paris 1890.

— Sur les modifications minéralogiques, effectuées par la lherzolite sur les calcaires du Jurassique Inférieur. Conclusions à en tirer au point de vue de l'histoire de cette roche éruptive. C. R. 1892. CXV. 974.

— Les phénomènes de contact de la lherzolite et de quelques ophites des Pyrénées. Bull. du Serv. de la Carte géol. de la France 1894—1895. VI. No. 42. Paris 1895.

Alex. Lagorio, Mikroskopische Analyse ostbaltischer Gebirgsarten. Dorpat 1876.

A. C. Lawson, Rapport sur la géologie de la région du Lac des Bois. Geol. and nat. hist. Survey Canada. 1885. I.

— Report on the geology of Bainy Lake Region. Geol. Survey of Canada. Annual Report 1887. Montreal 1888.

Joh. Lehmann, Untersuchungen über die Entstehung der altkrystallinischen Schiefergesteine etc. Bonn 1884.

J. Lemberg, Über die Serpentine von Zöblitz, Greifendorf und Waldheim. Z. D. G. G. 1875. XXVII. 531—549.

H. Carvill Lewis, The genesis of the diamond. Science 15. X. 86. VIII. 345.

H. Carvill Lewis, On a diamantiferous peridotite and the genesis of the diamond. Geol. Mag. 1887. (3.) IV. 22.

G. Linck, Geognostische Beschreibung des Thalhorn im oberen Amariner Thal. Mitth. geol. Landesanst. von Elsass-Lothringen. Strassburg 1892. IV. 1.

B. Lotti, Descrizione geologica dell' Isola d'Elba. Roma 1886.

J. Macpherson, On the Origin of the Serpentine of the Ronda Mountains. Madrid 1876.

— Breves apuntes acerca del origen peridotico de la serpentina de la Serrania de Ronda. Mem. de la soc. esp. de hist. nat. 3 Febr. 1875.

— Estudio geolog. y petrograf. del Norte de la prov. de Sevilla. Madrid 1879.

— Descripcion de algunas rocas que se encuentran en la Serrania de Ronda. Madrid 1879.

E. Mattirolo, Intorno ad alcune roccie della Valle del Penna nell' Apennino Ligure. Rendiconti Accad. Lincei 20 Juni 1886.

A. Michel-Lévy et Bergeron, Etude géologique de la Serrania de Ronda. Mém. prés. par div. Sav. Paris 1889. XXX. 205.

H. Möhl, Die Eruptivgesteine Norwegens. Christiania 1877.

Clem. Montemartini, Composizione chimica e mineralogica di una roccia serpentinosa di Borzanasca (Riviera Ligure). Atti R. Accad. di Sc. Torino. XXV. 145. 1890.

Ch. Palache, The lherzolite-serpentine and associated rocks of the Potrero, San Francisco. Univ. of Calif. Bull. Departm. of geology. 1894. I. 161.

C. F. Parona, Sugli schists silicei a radiolarie di Cesana presso il Monginevra. Atti R. Acc. Torino 1892. XXVII. 197.

H. B. Patton, Microscopic study of some Michigan rocks. Report of the State Board of geol. Survey for the years 1891 and 1892. Lansing 1893. 184.

J. Postlethwaite, The dioritic picrite of White Hause and Great Cockup. Q. J. G. S. 1892. XLVIII. 508.

G. Primics, Zur petrographischen Kenntniss von Bosnien. F. K. 1881. XI. 195.

F. Leslie Ransome, The geology of Angel Island. Bull. of the Department of geology. University of California. 1894. I. 193.

A. Renard, Peridotit von der Pauls-Insel im Atlantischen Ocean. L. J. 1879. 390.

— Description lithologique des recifs de St. Paul. Annales de la Société belge de microscopie. Bruxelles 1882.

— Notice sur quelques roches des îles Cebu et Manganipa. Bull. Acad. Roy. Belg. 1886. (3.) XI. No. 2.

J. H. Retgers, Mikroskopisk onderzoek eener verzameling gesteenten uit de afdeeling Martapoera, zuider- en ooster afdeeling van Borneo. Jaarb. Mijnw. Oost-Indië. 1891. XX.

K. Roerdam, Undersögelse af Olivinsten fra Siorarsuit ved Kangamiut i Grönland. Meddel. om Grönland. VIII. 125. Kopenhagen.

Sam. Roth, Der Tekelsdorfer und Dobschauer Diallag-Serpentin. F. K. 1881. XI. 142.

Fr. Sandberger, Apatit in Olivinfels. L. J. 1871. 621.

F. Sansoni, Sulla serpentina d'Oira (lago d'Orta) e sopra alcune roccie ad essa associate. Rend. Istit. lom. 1892. (2.) XXV. 10.

R. Scharizer, Notizen über einige österreichische Mineralvorkommnisse. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1879. 243.

A. Schrauf, Beiträge zur Kenntniss des Associationskreises der Magnesiasilikate. Z. X. 1882. VI. 322—389.

— Über Kelyphit. L. J. 1884. II. 21.

G. Schulze, Die Serpentine von Erbendorf in der bayrischen Oberpfalz. Z. D. G. G. 1883. XXXV. 433—463.

M. Schuster, Mikroskopische Beobachtungen an californischen Gesteinen. L. J. B.-B. V. 1887. 451.

Ant. Sjögren, Om platinans förmodade moderklyft. G. F. F. 1876. No. 34.

C. de Stefani, Le rocce eruttive dell' Eocene Superiore nell' Apennino. Boll. Soc. geol. Ital. VIII. No. 2. 1889.

Alfr. Stelzner, Feldspathfreie Gesteine aus dem Sesia-Thale. Z. D. G. G. 1877. XXVIII. 623. Berg- u. Hüttenmänn. Ztg. 16. März 1877.

G. Strüver, Sulla peridotite di Baldissero, Piemonte. Atti R. Accad. Torino. 1874. IX.

Fr. E. Suess, Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie. Jahrb. k. k. geol. R. 1894. XLIV. 589.

J. Szabó, Der Wehrlit von Szarvaskö. Arbeiten der ungar. geol. Ges. No. 5. 8. 1877 u. Verhdlg. k. k. geol. Reichsanst. 1877. 269.

A. E. Törnebohm, Olivinsten från Kettilsfjäll. G. F. F. 1876. III. No. 37. 250.

Herm. Traube, Beiträge zur Kenntniss der Gabbros, Amphibolite und Serpentine des niederschlesischen Gebirges. Greifswald 1884.

St. Traverso, Appunti petrografici su alcune rocce di Baldissero, Piemonte. Boll. Soc. geol. d'Italia. 1893. XII. fasc. 2.

G. Tschermak, Beobachtungen über die Verbreitung des Olivins in den Felsarten. S. W. A. LVI. Juli 1867.

— Über Serpentinbildung. Ibidem.

H. W. Turner, The geology of Mount Diablo, Cal. Bull. Geol. Soc. of Amer. II. 383. 1891.

G. H. F. Ulrich, On the discovery, mode of occurrence and distribution of the nickel-iron alloy Awaruite on the west coast of the South Island, New Zealand. Q. J. G. S. 1890. XLVI. 619.

R. D. M. Verbeek, Topographische en geologische beschrijving van een gedeelte van Sumatra's Westkust. Batavia 1883.

C. Viola, Nota preliminare sulla regione dei gabbri e delle serpentine nell' alta valle del Sinni in Basilicata. Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1892. 105. Roma.

J. H. L. Vogt, Salten og Ranen med saerligt hensyn til de vigtigste jernmalm og svovlkis-kobberkis forekomster samt marmorlag. Kristiania 1891.

— Beiträge zur genetischen Classification der durch magmatische Differentiationsprocesse und der durch Pneumatolyse entstandenen Erzvorkommnisse. Zeitschr. f. prakt. Geologie. 1894. 381.

M. E. Wadsworth, Preliminary description of the peridotytes, gabbros, diabases and andesytes of Minnesota. St. Paul 1887.

— Lithological studies. Cambridge, Mass. 1884.

Br. Weigand, Die Serpentine der Vogesen. T. M. M. 1875. 183—206.

E. Weinschenk, Über Serpentine aus den östlichen Centralalpen und deren Contactbildungen. München 1891.

— Beiträge zur Petrographie der östlichen Centralalpen, speciell des Gross-Venedigerstockes. II. Über die Peridotite und die aus ihnen hervorgegangenen

Serpentingesteine. Genetischer Zusammenhang derselben mit den sie begleitenden Minerallagerstätten. Abhdl. k. bayer. Akad. d. Wiss. II. Classe. XVIII. 653. München 1894. — L. J. 1895. I. 221.

Ch. E. Weiss, Beobachtungen und Untersuchungen über den Schillerspath von Todtmoos. P. A. 1863. CXIX.

A. Wichmann, Gesteine von Timor. Leiden 1882 u. 1884.

Geo. H. Williams, Peridotites of the Cortlandt Series on the Hudson River near Peerskill, N. Y. Amer. Journ. Jan. 1886. XXXI. 26—41.

— The gabbros and associated hornblende rocks occurring in the neighbourhood of Baltimore. U. S. geol. Survey Bull. No. 28. Washington 1886.

— The norites of the Cortlandt Series on the Hudson River near Peerskill, N. Y. Amer. Journ. Febr. 1887. XXXIII. 194.

— On the serpentine (peridotite) occurring in the Onondaga Salt-group at Syracuse, N. Y. Amer. Journ. Aug. 1887. XXXIV. No. 200. 137.

— The non feldspathic intrusive rocks of Maryland and the course of their alteration. American Geologist. 1890. 35.

— Note on the microscopic character of rocks from the Sudbury Mining District, Canada. Geol. Survey of Canada. Annual Report. 1890—91. vol. V.

J. Francis Williams, The igneous rocks of Arkansas. Annual Report of the Geol. Survey of Arkansas for 1890. II. Little Rock 1891.

Ferd. Zirkel, Beiträge zur geologischen Kenntniss der Pyrenäen. Z. D. G. G. 1867. XIX.

Mineralogische Zusammensetzung, Structur und Classification der Peridotite und Pyroxengesteine.

Unter dem Namen Peridotite sind hier alle Tiefengesteine mit hypidiomorphkörniger, ausnahmsweise auch porphyrisch werdender Structur zusammengefasst, welche nach ihrem Mineralbestande durch den Mangel jedes feldspathigen Elementes und das meistens sehr reichliche Auftreten des Olivin charakterisirt sind, während sie geologisch sich als Glieder der Gabbrofamilie erweisen. In diese gehen sie dann auch vielfach über. Die Peridotite umfassen demnach alle jene Gesteine, welche man als Lherzolithe, Olivinfelse, Schillerfelse, Eulysite, Dunite in der älteren Literatur bezeichnet findet. Nicht eingeschlossen sind die durch ihren häufigen Verband mit effusiven Diabasen und das nicht seltene Eintreten einer glasigen Basis als Ergussgesteine gekennzeichneten Palaeopikrite und Pikrite. Diese werden im Anschluss an die Diabase ihre Besprechung finden. — Tritt auch der Olivin aus dem Gesteinsverbande aus, so entwickelt sich die zuerst von Geo. H. Williams selbständig gemachte Familie der Pyroxengesteine mit dem kleinen Annex der Hornblendite, die also ebenfalls geologisch zum Gabbro gehören. Man hätte guten Grund, neben diesen ex-

tremen Spaltungsformen der Gabbromagmen noch eine Familie der eruptiven Eisenerze aufzustellen. Dieselben wurden oben bei den Gabbrogesteinen erörtert.

Es ist bekannt, dass der Serpentin nirgends eine ursprüngliche Gesteinsform, sondern allenthalben das Umwandlungsproduct anderer Gesteine darstellt. Es sind zumal die Olivingesteine, welche in weitester Ausdehnung zu Serpentin geworden sind; der gleiche Process vollzieht sich jedoch auch an Pyroxen- und Amphibolgesteinen. Somit vertheilen sich die Serpentine in mehrere Gesteinsklassen, die aber, soweit es sich um eruptive Massen handelt, sämmtlich in weiterem Sinne zu der Gabbro- oder Diabasfamilie gehören. Man wird nicht bestreiten können, dass einzelne Olivin-, Pyroxen- und Amphibolgesteine, denen wir in der Formation der krystallinen Schiefer* begegnen, nicht eruptiven, sondern ursprünglich sedimentären Ursprungs sind. Solche Vorkommnisse sind zur Zeit nicht in allen Fällen mit Sicherheit ihrem Ursprunge nach zu erkennen und so ist es wohl möglich, dass ein und das andere hier aufgeführte Serpentingestein zu Unrecht an seiner Stelle steht. Die mannichfachen Umwandlungsvorgänge im Serpentin sind hier nicht berücksichtigt worden. Ich verweise dafür auf den Artikel Serpentin im ersten Bande dieses Buches. 3. Aufl. Stuttgart 1892. S. 690.

Die geologische Selbständigkeit der Peridotite und Pyroxengesteine ist nach dem Gesagten keine souveräne; sie haben den Charakter von Vasallen und hätten daher eigentlich sofort an die Glieder der Gabbrofamilie angeschlossen werden sollen, deren feldspathfreie Formen sie darstellen. Eine gesonderte Behandlung derselben im unmittelbaren Anschluss an das vorhergehende Capitel rechtfertigt sich jedoch aus Zweckmässigkeitsrücksichten und dadurch, dass für manche Gruppen der unmittelbare geologische Zusammenhang mit, oder sichere mineralogische Übergänge in Gabbrogesteine zur Zeit nicht nachgewiesen sind.

Mit dem Olivin der Peridotite ist fast ausnahmslos ein oder mehrere Mineralien der Pyroxen- und Amphibolfamilie oder Biotit verbunden. In untergeordneter Menge treten Magnetit, Ilmenit, Chromit, Picotit, ein grüner Spinell und in manchen Fällen Perowskit allein oder zu mehreren auf, Apatit ist nur spärlich, Zirkon äusserst

* H. Rosenbusch, Zur Auffassung des Grundgebirges. L. J. 1889. II. 81. — H. Rosenbusch, Zur Auffassung der chemischen Natur des Grundgebirges. T. M. P. M. 1891. XII. 49.

selten vorhanden. — In den Pyroxeniten treten die Neben- und Übergemengtheile noch mehr zurück und die Gesteine sind sehr einfach zusammengesetzt. Der geologische Zusammenhang der Peridotite mit den Gabbros findet seinen mineralogischen Ausdruck in der Häufigkeit von kleinen Mengen accessorischen Feldspaths; bei den Pyroxengesteinen ist das nur sehr selten der Fall, soweit dieselben bisher bekannt wurden.

Die Peridotite gliedern sich nach dem mit dem Olivin vergesellschafteten wesentlichen Gemengtheil in:

Biotit-Peridotite; dunkelrothbrauner Biotit und Olivin sind die wesentlichen Gemengtheile.

Amphibol-Peridotite; neben Olivin ist Amphibol das herrschende Mineral.

Wehrlite; der Diallag ist in grosser Menge neben Olivin vorhanden.

Harzburgite; Olivin und ein rhombischer Pyroxen setzen wesentlich das Gestein zusammen.

Lherzolithe; neben Olivin sind Diallag und rhombischer Pyroxen (Bronzit) etwa in gleicher Menge zugegen.

Dunite; der Olivin ist der einzige wesentliche Gemengtheil, Chromit neben ihm.

Biotit-Peridotit.

Als Typus dieses Gesteins wird man am besten das von Max Koch entdeckte und beschriebene Vorkommen aus dem Kalten Thal bei Harzburg ansehen dürfen; er nannte das Gestein Olivin-Glimmerfels. In dem Gebiete von Harzburg treten die Harzburgite, gebunden an Norite, so auf, dass lange schmale Züge von Harzburgit, die im Hauptstreichen verlaufen, von Norit eingefasst werden. Im Kalten Thale tritt nun der Biotit-Peridotit an einer Stelle auf, wo man Harzburgit erwarten sollte; er vertritt diesen gewissermaassen. Das Gestein besteht aus eckigen und gerundeten Olivinkörnern, tiefdunkelbraunen, rothbraun durchsichtigen Biotitflatschen mit viel dunkelblaugrünen, bläulichgrün bis grau durchsichtigen Spinellen und etwas Ilmenit. Max Koch beobachtete accessorisch etwas Augit; ein sehr basischer Plagioklas zieht sich hie und da in kleinen Mengen als eine Art Kitt zwischen den Hauptgemengtheilen hin. Der Spinell (in Oktaëderform) ist der Erstling der Krystallisation, Olivin und Biotit sind anscheinend gleichaltrig. Der Biotit dürfte nach der Analyse des Gesteins titanhaltig sein.

Die normalhypidiomorphkörnige Structur erhält stellenweise durch schmale Streifen eines feinkörnigen Olivin-Biotitgemenges einen porphyrartigen Charakter. Das Gestein ist von einer für seine Zusammensetzung geradezu überraschenden Frische.

Nahe verwandt mit diesem Harzer Gestein sind Gänge, welche Diller aus Kentucky beschreibt. Einer derselben in Crittenden County, der auf einer Verwerfungskluft aufsetzt, auf der sich auch Flussspath findet, besteht aus Biotit und etwas weniger Serpentin, zusammen etwa 75 %; Perowskit ist sehr zahlreich, Magnetit und Apatit spärlich vorhanden; der Rest besteht aus Chlorit, Calcit, Muscovit (? Talk) und unbestimmbaren Verwitterungsproducten. Nach der Analyse wäre auch Chromit zu erwarten. Der Biotit ist allotriomorph, gelblichbraun bis fast farblos und umschliesst die poikilitisch eingewachsenen, aus idiomorphem Olivin hervorgegangenen Serpentinkörner. Die Absorption ist sehr schwach für Biotit und die Bissectrix steht merklich schief auf der Spaltfläche; offenbar ist der Biotit nicht frisch. — Sehr reich an Olivin (bis zu 75 %), der allerdings fast zur Hälfte serpentinisirt ist, sind Gänge bei Fielden in Elliott County, Kentucky, welche horizontales Carbon durchsetzen. Ihr recht spärlicher Biotit ist stark pleochroitisch (hellgelbbraun und farblos), aber randlich gebleicht; bisweilen umgiebt ihn ein Saum von parallel orientirtem, etwas hellerem Biotit (pleochroitisch zwischen orangegelb und grün) und Magnetit. Der Biotit ist älter als der Olivin. Das Gestein enthält etwa 8 % Pyrop, etwas Ilmenit in unregelmässigen Platten bis zu 2 cm Durchmesser, dazu Dolomit, Magnetit und Perowskit, den Diller anfangs für Anatas gehalten hatte. Der tiefrothe Pyrop hat kelyphitische Rinden aus Biotitblättchen, die mit Picotit durchwachsen sind und randlich von Magnetit umkränzt werden. Die Gänge haben metamorphosirend auf den durchbrochenen Grauwackeschiefer gewirkt und ihm den Habitus der Knotenschiefer verliehen. Die Knoten sind dunkler als das Gestein. Die Einschlüsse der Schieferfragmente im Peridotit haben immer eine etwa 3 mm breite Hülle von hellen Glimmerblättchen, die senkrecht zum Einschluss stehen und die auch vom Contact aus sich sowohl im Schiefereinschluss wie im Eruptivgestein ansiedeln. In den Einschlüssen finden sich Biotithäufchen, die ein isotropes, in HCl lösliches Mineral in runden Körnern führen, welches nicht bestimmt werden konnte. Der Peridotit selbst hat am Contact eine variolitähnliche Ausbildung.

Ebenso dürften hierher Gänge aus der Unteren Kreide von

Murfreesboro, Pike Co., Arkansas, gehören, welche Branner und Brackett beschrieben. Einsprenglinge von Olivinkrystallen und -körnern, sowie von gelbem bis braunem Biotit (mit Pyroxen-Mikrolithen) liegen in einer feinkörnigen Grundmasse, die wesentlich aus Pyroxensäulen mit viel Perowskit und etwas Magnetit besteht. Hie und da kommt eine isotrope gelbe Substanz, bisweilen sogar reichlich, vor, die für Glas gehalten wird (Webskyit?). In einer braunen Abart des Gesteins enthält die Grundmasse keinen Pyroxen, sondern scheint glasig gewesen zu sein. Die Autoren vergleichen dieses Vorkommen, gewiss richtig, mit Elliott County, das gleichfalls etwas porphyrische Structur besitzt, und mit einem perowskitreichen Harzburgit von Syracuse, N. Y., den Geo. H. Williams beschrieben hat.

Zu den Harzburgiten führen die Peridotite hinüber, welche durch die Untersuchungen von H. Carvill Lewis an den diamantführenden Gesteinen der südafrikanischen dry diggings (De Beer Mine und Kimberley Mine) bekannt geworden sind. In bedeutenderen Tiefen (600 Fuss) treten in dem durch seinen Diamantgehalt so interessanten „blue ground“ compacte Gesteine auf, welche in einer serpentinisch umgewandelten Grundmasse, die nach des genannten Forschers Ansicht aus Olivin bestand, Einsprenglinge von idiomorphem, aber meist rundlich corrodirtem Olivin, nebst accessorischem Bronzit und Biotit in ebenfalls gerundeten Individuen mit dunklen Corrosionsrändern, und etwas Ilmenit, Perowskit und Pyrop führen. Der Biotit ist oft verändert und wurde dann von Maskelyne Vaalit genannt. Das Gestein ist oft ganz erfüllt mit eckigen Fragmenten der durchbrochenen kohlereichen Schiefer, und nur wo diese auftreten, führt das beschriebene Gestein Diamant. Lewis, welcher auf die auch in New South Wales und Westamerika vorkommende Paragenese von Peridotitgesteinen und kohlereichen Sedimenten in Diamant-Districten hinweist, vermuthet, dass der Diamantgehalt der südafrikanischen Peridotitgesteine durch Einwirkung auf die kohlereichen Schiefer entstanden sein könne. Er weist auf die structurelle und stoffliche Verwandtschaft dieser Gesteine mit den von Diller beschriebenen Peridotitgängen von Elliott Co. in Kentucky hin: in der That ist die Structur auch dieser Gesteine porphyrisch. — Er schlägt für das afrikanische Gestein den Namen Kimberlit vor und unterscheidet eigentlichen Kimberlit, Kimberlit-Breccie und Kimberlit-Tuff, die in den diamantführenden Schlotten ebenso gemischt sind, wie Basalt-Tuff und -Breccien in den volcanic necks Schottlands und der Rauhen Alb.

Ob solche Vorkommnisse, wie in der 2. Aufl. dieses Buchs geschehen war, nicht besser zu den porphyrischen Ergussgesteinen gestellt blieben, wird erst nach Auffindung frischer Gesteine sicher zu entscheiden sein. — Manche Structurverhältnisse des Kimberlit gemahnen an die Chondrite.

Amphibol-Peridotit.

Es ist wohl möglich, dass man innerhalb der kleinen Gruppe der Amphibol-Peridotite mit der Zeit zwei Typen wird unterscheiden müssen, deren einer, repräsentirt durch den allbekannten „Schillerfels"-Gang im Granitit des Schriesheimer Thals (Schriesheimit) nördlich von Heidelberg, besonders durch die poikilitische Structur charakterisirt würde, und der sich wahrscheinlich als ein Glied der Ganggefolgschaft des Gabbros herausstellen wird. Zur Zeit ist eine scharfe Scheidung kaum durchführbar.

Die ganze Gruppe der Amphibolpikrite ist mineralogisch durch die Combination Olivin-Amphibol charakterisirt. Neben den allverbreiteten Erzen und gelegentlichem Apatit, sowie sehr seltenem Zirkon führen manche dieser Gesteine spärlich, andere sehr reichlich einen rhombischen Pyroxen (Hypersthen); nur wenigen (Schriesheim) fehlt dieser Gemengtheil ganz. Seltener tritt ein monokliner, diallagähnlicher Pyroxen in meistens geringer Menge hinzu. Ziemlich allgemein und bisweilen in recht grosser Menge gesellt sich ein ziemlich helles, zwisch roth und farblos (E) bis hellgrün (O) pleochroitisches Mineral der Glimmerfamilie mit recht kleinem Axenwinkel zum Amphibol. Manche dieser Gesteine enthalten accessorisch Feldspath, der oft recht frisch (Siloenkang), meistens aber bis zur Unkenntlichkeit zersetzt ist. Dieser Feldspath erscheint nie in den schmalen Leisten der Diabasgesteine, sondern in rundlichen Körnern oder breiten Tafeln, wie sie für gewisse Diorite und Gabbros charakteristisch sind. Sowie dieser Feldspath vorhanden ist, erkennt man sofort die typische Gabbrostructur. Auch geologisch sind diese Gesteine, wie es scheint, allenthalben an Gabbros mit dioritischen Facies oder an Dioritgesteine mit Gabbrofacies gebunden.

Der Olivin und seine Umwandlungsproducte zeigen die grösste Ähnlichkeit mit denen der Olivingabbros. — Der Amphibol ist in den meisten Vorkommnissen grün und hat aktinolithischen Habitus; er ist allotriomorph und umschliesst den bald rundlichen, bald durchaus idiomorphen Olivin ebenso, wie das der Biotit in gewissen

Biotitperidotiten, der Diallag in manchen Wehrliten und der Bronzit (Bastit) im Harzburgit thut. Neben grünem Amphibol und mit diesem durch allmähligen Farbenübergang innig verbunden kommt gelegentlich schmutzig gelbbraune Hornblende vor; herrschend wird die letztere nur ganz ausnahmsweise. — Das Glimmermineral sieht mehr ripidolithisch als glimmerartig aus, giebt aber kräftige Reaction auf Kali und Natron; es ist reich an Wasser; die senkrecht zur Spaltung schwingenden Strahlen werden nicht merklich absorbirt. Die Blättchen dieser Substanz sind oft auf weitere Entfernung hin parallel orientirt. Dass nicht ein Chlorit-, sondern ein Glimmermineral vorliege, erkennt man optisch an der starken Doppelbrechung.

Als einen sehr reinen Typus dieses Gesteins kann man den bekannten Gang von „Schillerfels" im Schriesheimer Thal im Odenwald betrachten. Neben dem grünen Amphibol, welcher ebenso wie gelegentlich der Olivin neben Serpentin auch Talk, so neben Chlorit etwas Talk als Zersetzungsproduct liefert, dem Olivin und kleinen Mengen von Eisenerzen findet sich nur das erwähnte Glimmermineral in nicht eben grosser Menge. Auf die ursprüngliche Anwesenheit von Plagioklas in accessorischer Weise lassen manche Zersetzungsproducte schliessen. Diallag, welchen man früher neben reichlicher Hornblende zu erkennen glaubte, scheint zu fehlen.

Die erste sichere Bestimmung der Hornblende-Peridotite verdanken wir Howitt. Er fand das Gestein als Gang in den Dioriten von Swift's Creek, Gippsland, Victoria. Dasselbe besteht aus brauner Hornblende, die allmählig in grüne verläuft, nebst Olivin, nicht spärlichem Hypersthen, recht seltenem monoklinen Pyroxen, etwas Magnesiaglimmer und grünem Spinell in unregelmässigen Lappen und Körnern, sowie etwas Eisenerzen. Plagioklas kommt accessorisch vor. Die Structur ist diejenige der gabbroähnlichen Diorite. Howitt nannte das Gestein Amphibol-Gabbro und beobachtete an dem Amphibol eine deutliche Spaltung nach (100) neben derjenigen nach (110). — Verf. parallelisirte dieses Gestein (L. J. 1881. I. -221-) mit dem Schriesheimer Gange und einem später von Verbeek ausführlich beschriebenen 90 m mächtigen Gang im Granitit bei Siloenkang in Sumatra. Auch dieses Gestein geht durch Aufnahme von Anorthit in Olivingabbro über und enthält neben Olivin und derselben Hornblende, wie das australische Gestein, accessorisch Hypersthen, Diallag und Glimmer. — Verbeek erwähnt weitere Vorkommnisse von Amphibol-Pikrit in Blöcken von Boequit Bajieq

und von dem Wege zwischen Taroeng-Taroeng und Soepajang in Sumatra.

Bonney fand Amphibol-Peridotit als Glacial-Geschiebe bei dem Dörfchen Pen-y-Carnisiog auf Anglesey, auf dessen Ähnlichkeit mit anstehenden Gesteinen am Little Knott, östlich Bassenthwaite* im Lake District, ihn Teall aufmerksam machte, und brauchte für dieses Vorkommen zuerst den früher auch in diesem Buch verwandten Namen Amphibol-Pikrit. Die mehrfach und zuletzt von Hatch an dieser Benennung geübte Kritik ist nicht ohne Berechtigung. Sobald man den „Pikrit", wie das richtig ist, zu den Diabasen und diese ihrer Hauptmasse nach zu den Ergussgesteinen stellt, ist die frühere Benennung nicht mehr aufrecht zu halten**. Das Gestein dieses Fundorts enthält gelegentlich in kleinen Mengen monoklinen Pyroxen und etwas grünen Spinell. Das Vorkommen des Hornblende-Peridotits vom Little Knott liegt im silurischen Skiddawschiefer; es ist plagioklashaltig und geht in normalen Diorit (Hornblende-Gabbro?) mit etwas Quarz über. — In Anglesey steht Amphibol-Peridotit in Gängen bei Caemawr unfern Llanerchymedd und bei Pengorphwysfa, OSO. von Amlwch in den Arenig-Schiefern an, auch hier etwas Feldspath führend. — Bonney glaubt, dass früher als Olivindiabase beschriebene Gesteine von Caernarvonshire wohl auch als etwas feldspathhaltige Hornblende-Peridotite anzusehen seien.

Kloos fand Blöcke eines bald als Diallag-Peridotit, bald als Hornblende-Peridotit ausgebildeten Gesteins zusammen mit den Gabbroblöcken bei Ehrsberg im südlichen Schwarzwald. Die Gesteine enthalten neben Chromit ein grünes isotropes Mineral, welches als Granat angesprochen wird, in unregelmässigen Lappen. Sollte es etwa auch ein Spinell sein, wie von Swift's Creek und Little Knott?

Mit dem Schriesheimer Gang parallelisirt Eichstädt seinen Olivinit, der aus Olivin und seinen Umwandlungsproducten nebst Augit oder Hornblende besteht und gelegentlich etwas Anorthit

---

* Postlethwaite fand und beschrieb in Gemeinschaft mit Bonney einige kleine Vorkommnisse von „dioritic picrite" in den Thälern des White Hause und Great Cockup unfern des Sees Bassenthwaite im Lake-District. Die Natur des Gesteins ist aus der Beschreibung nicht sicher zu erkennen.

** Cohen brachte die Benennung Hudsonit in Vorschlag mit Bezugnahme auf dies von Williams beschriebene Vorkommen; Williams proponirte statt dessen den Namen Cortlandtit, da Hudsonit bereits anderweitig vergeben sei.

führt. Er bildet Gänge bei Quenneberg im Kronaborg Län, Vilstad im Jönköpings Län, Notteberg im Korsberga Kirchspiel u. a. O.

Nach Blomberg tritt bei Penningsby in Schweden in Verbindung mit Gabbro und neben Diallag-Olivingesteinen ein Amphibol-Peridotit auf, dessen Hornblende die Interpositionen des Diallags führt und aus diesem hervorgegangen sein soll. Das Gestein muss dem Schriesheimer Gang sehr ähnlich sein, führt aber grünen Spinell, der diesem fehlt.

Der zuerst von Bonney, dann genauer von Harker beschriebene Amphibolperidotitgang von Penarfynydd bei Sarn, Wales, setzt in einem Lakkolithen von „Hornblendediabas" (Hornblendegabbro? Augitdiorit?) auf und hat also die gleiche geologische Stellung, wie der Schriesheimer Gang.

Lacroix beschreibt einen hypersthenführenden Amphibol-Peridotit lagerartig aus Gneiss von St. Barthélemy und Soulavac in der Ariège. Das Gestein enthält Klinochlor und Spinell, sowie Biotit.

Nach der Darstellung von Williams gehören hierher auch gewisse der mit Gabbrogesteinen geologisch verbundenen Peridotite Dana's aus der Cortlandt Series am Hudson in New York. Williams unterscheidet die bei Kings Ferry am Stony Point gut aufgeschlossenen Hornblende-Pikrite und eigentliche Pikrite. Die ersteren bestehen aus allotriomorpher dunkelbrauner Hornblende, in welcher die für Hypersthen und Diallag der Tiefengesteine charakteristischen Interpositionen central oder in regellos wolkig vertheilten Massen auftreten, und aus idiomorphem Olivin, der in der Hornblende eingewachsen ist und ihre Spaltflächen fleckig macht. Bei Zersetzung der Hornblende gehen ihre Interpositionen rasch verloren. Der Olivin führt die für Gabbrogesteine bezeichnenden opaken Einschlüsse, welche hier wegen ihrer Löslichkeit in Salzsäure für Magnetit gehalten werden. Derselbe ist serpentinisirt und wird gegen den accessorischen Feldspath hin von einer inneren körnigen Pyroxen- und einer äusseren fasrigen Aktinolithzone umgeben. Ausserdem führt das Gestein theils idiomorphen, theils allotriomorphen Hypersthen. Normaler monokliner Augit mit Diallaghabitus ist oft reichlich vorhanden, oft fehlt er. Accessorisch sind Plagioklas, Magnetit, Magnetkies und Pleonast. — In dem normalen Pikrit (Augit-Peridotit) tritt Hornblende nur untergeordnet auf; es herrscht ein fast farbloser Augit neben Olivin. Ausserdem findet sich Hypersthen, Magnetit und Apatit. Randliche Kataklase ist oft sehr vorzüglich

ausgebildet. Dem Mineralbestand nach verbindend zwischen diesen beiden Abarten steht eine dritte, bei welcher idiomorphe Hornblende-Individuen in einer körnigen Grundmasse von Olivin, Diallag und Hypersthen liegen. Hier ist die Structur also eine ganz andere und diesen Typus könnte man Cortlandtit nennen, im Gegensatz zu Schriesheimit. Die Vorkommnisse von Montrose Point und Stony Point am Hudson kommen dem Szarvaskö-Gestein sehr nahe.

Hierher scheint auch ein von Patton beschriebener Amphibol-Peridotit aus Michigan zu gehören, dessen braune Hornblende die charakteristischen Interpositionen des Diallags enthält. Hier findet sich ebenfalls um den Olivin in der Berührung mit Plagioklas ein innerer Mantel von (rhombischem) Pyroxen, ein äusserer von Aktinolith. Ebenso wird der Pyroxen dieses Gesteins gegen den accessorischen Feldspath von einer aktinolithischen Hülle umgeben, die der äusseren Hülle des Olivins entspricht. Durch seinen Augitgehalt führt dieses Gestein hinüber zu den Wehrliten. — Dasselbe ist der Fall bei einem von Chelius am Frankenstein im Odenwald aufgefundenen Vorkommen, das aus Olivin, Diallag, Hypersthen und Amphibol besteht, in welchem letzteren etwas Plagioklas eingewachsen ist. „Zahlreiche Hypersthenkörnchen und Hornblendetheilchen sind gewöhnlich gleich orientirt und bilden, zusammen betrachtet, meist sehr grosse Krystallindividuen, die in sich bis zur Hälfte der Substanz noch andere Mineralien einschliessen. Nicht selten ist sogar der Krystallumriss durch zusammenhängende schmale Stücke der Hornblende oder des Hypersthen angedeutet. Dieselbe Erscheinung findet sich in dem Hornblendegabbro von Seeheim, dessen Hornblende bis faustgrosse Individuen bildet, die aber ganz erfüllt sind von anderen Substanzen, so dass nur durch die Einspiegelung der Hornblendetheile im Handstück die Ausdehnung des Krystalls erkannt werden kann.“ Also eine poikilitische Durchdringung in grossem Maassstabe.

Als „Scyelite“ bezeichnete Judd einen Amphibolpikrit von Achavarasdale Moor im westlichen Caithness an der Grenze von Sutherland, der durch seinen Reichthum an dem oben besprochenen eigenthümlichen Glimmer auffällig ist. Dieser Glimmer, welchen Judd als aus Augit entstanden annimmt, umschliesst ebenso wie die grüne aktinolithische Hornblende Olivinkörner in serpentinisirtem Zustande, um welche herum sehr deutliche Spannungsphänomene in basischen Schnitten des Glimmers auftreten. In kleinen Mengen enthält das Gestein Chromit und Magnetit. Rhombischer Pyroxen

fehlt oder ist doch nur sehr spärlich vorhanden. — Ein dem Scyelite verwandtes Gestein beschreibt Bonney von der Canalinsel Sark.

Von weiteren Hornblendepikriten ist mir durch die Güte des Herrn Teall ein Vorkommen aus dem Gneiss von Scourie, Sutherland, bekannt geworden, welches neben herrschender tiefgrüner Hornblende hellgrünen Diallag, Hypersthen und nur sehr wenig Olivin enthält. Accessorisch finden sich Eisenerze und Pleonast. — Hatch beschreibt diesen Typus, der wohl besser schon zu den Pyroxengesteinen gerechnet werden dürfte, auch vom Kilimandscharo-Gebiet. — Durch Herrn Petersen in Tromsö erhielt ich einen Hornblendepikrit von der Spitze des Astrida auf Senjenö, welcher nur aus grüner Hornblende, Olivin und Eisenerzen besteht. Die Dahll'sche Karte giebt auf Senjenö Gabbro und Nickelerze an.

Wehrlite

sind hier diejenigen Peridotite genannt, welche nach mineralogischem Bestande und Structur als feldspathfreie Olivingabbros aufgefasst werden können. Der Name ist dem früher bekanntlich als Mineral angesehenen Vorkommen von Szarvaskö in Ungarn entnommen, welches allerdings insofern den Typus nicht rein repräsentirt, als dasselbe neben Olivin und Diallag recht reichlich eine tiefbraune Hornblende führt. Man muss jedoch in Betracht ziehen, dass auch bei den feldspathreichen Gabbros Hornblende so oft neben den Pyroxenen erscheint und demnach, was ja auch die obige Beschreibung ergiebt, Hornblende-Peridotite und Wehrlite nicht als allzuscharf getrennte Gesteine betrachten. Statt des Diallags findet sich sehr oft ein gewöhnlicher Augit von meist sehr heller Farbe, der bald zur Diopsid-Reihe gehört, bald, wie v. Camerlander für ein Vorkommen bei Prachatitz am Ostrande des Böhmerwaldes darthut, ein monokliner Thonerde-Augit ist. Mit Ausnahme des überraschend frischen Wehrlits von Szarvaskö dürfte kaum ein anderes Vorkommen den ursprünglichen Mineralbestand aufweisen. Vielmehr sind Olivin und Pyroxen meistens mehr oder weniger in Serpentin oder Chlorit umgewandelt worden, so in dem Gabbrogebiet von Volpersdorf in Schlesien, vom Monte Ferrato bei Prato, und am Frankenstein bei Eberstadt im Odenwald. Das Mengenverhältniss von Olivin und Diallag schwankt bei den verschiedenen Repräsentanten dieser Gruppe in ziemlich weiten Grenzen. Die accessorischen Mineralien sind dieselben, wie bei den Olivingabbros, in welche Übergänge durch Beimengung von basischen Feldspathen

(so z. B. auch nach Chelius am Frankenstein*) stattfinden. — Bergeat fand diesen Typus in Verbindung mit Gabbro auf Cypern. — Dakyns und Teall erwähnen ihn aus dem Garabal-Districte in Schottland, Retgers aus dem District Martapoera auf Borneo.

Sobald die Serpentinisirung der beiden Hauptgemengtheile eine ziemlich weitgehende ist, so dass dieselben makroskopisch nicht mehr nachgewiesen werden können, werden die Gesteine als Serpentine bezeichnet. So gehören z. B. in diese Gruppe der Peridotite manche Serpentine des südlichen Schwarzwaldes und diejenigen des Kleinkappler-Thales bei Freiburg, in denen der Diallag oft ziemlich vollständig, soweit er nicht serpentinisirt wurde, in Hornblende übergeführt ist. Dieselben enthalten auch gelegentlich Chromit und grünen Spinell (Pleonast oder Hercynit). Ebenso gehören hierher manche Vogesenserpentine, viele von Elba und Corsica und das von Daubrée besprochene, chromeisenhaltige Muttergestein des Platins von Nishne Tagilsk. Nach Sam. Roth wären auch die, einen grün durchsichtigen, chromhaltigen Granat führenden, Serpentine von Ickersdorf und Dobschau in Ungarn umgewandelte Wehrlite. — Die Serpentine der Frusca Gora sind nach der Untersuchung von Kispatić ebenfalls aus Wehrliten hervorgegangen, deren Pyroxen aber keinen Diallag-Habitus hat. Kispatić nennt diese Gesteine, die er noch in ziemlich wohl erhaltenem Zustande auffand, Salit-Peridotite. Unter diesen kommen Typen vor, welche auch Enstatit führen, die er dann folgerichtig zum Lherzolith stellte. A. Koch leitete die Serpentine der Frusca Gora aus Olivin-Bronzitgesteinen ab.

In wie weit man die durch einen wechselnden, aber oft recht bedeutenden Granatgehalt charakterisirten Olivin-Diallag-Gesteine, welche den Namen Eulysit führen und Einlagerungen im Gneiss von Uttervik bei Tunaberg bilden, mit Recht zu den Eruptivgesteinen rechnen und also als eine eigenthümliche Abart der Wehrlite bezeichnen darf, lässt sich bis heute nicht mit Sicherheit angeben. Dieselben stellen wahrscheinlich durch orogenetische Processe veränderte, z. Th. auch geschieferte, ursprünglich eruptive Massen dar. Spuren mechanischer Deformation sind in denselben deutlich nachzuweisen; doch lässt sich noch nicht angeben,

* Der Olivingabbro bildet mehrere NO.—SW. streichende Züge im normalen und im Hornblendegabbro. Im Wehrlite des Frankenstein, dessen Serpentin auffallend viel Tremolit enthält, liegt der von Andreae und König genau untersuchte Magnetstein.

in wie weit ihr heutiger Bestand ein secundärer ist und welches ihre ursprüngliche Zusammensetzung war. — Auch diese Gesteine kehren unter den Serpentinen wieder und mehrere der durch ihren Kelyphit bekannten Serpentine gehören hierher. Nach Doelter's Angaben wäre auch das Muttergestein der böhmischen Pyropen von Meronitz ursprünglich ein Olivin-Diallag-Gestein mit accessorischem Pyrop gewesen. Olivin und Diallag wären zunächst in Serpentin und dieser endlich durch partielle Auslaugung seiner Basen und Umsetzung der Silikate in Carbonate zu einem Gemenge von Opal mit etwa 10 % Carbonaten und 10 % noch erhaltenem Serpentin umgewandelt worden. — Die mannichfachen Vorgänge der Mineralumbildung und Zersetzung in solchen Gesteinen bespricht Schrauf an dem Vorkommen von Krems in Österreich.

Dass in dem Granatgehalt der Eulysite und der aus solchen hervorgegangenen Serpentine kein Einwurf gegen deren ursprünglich eruptive Natur gesehen werden kann, beweisen die in der Flyschzone Bosniens und der Herzegowina auftretenden, meistens sehr stark serpentinisirten Olivin-Diallag-Gesteine, denen der Granat keineswegs fremd ist.

Harzburgite*

sind hier die ursprünglich durch die Combination Enstatit oder Bronzit und Olivin charakterisirten, als feldspathfreie Olivin-Norite aufzufassenden Gesteine genannt worden. Ursprünglich wurden diese Gesteine bekanntlich nach ihrem Gehalt an Schillerspath, d. h. zu Bastit oder Diaklasit umgewandeltem rhombischem Pyroxen Schillerfels genannt. Da aber dieser Name auch auf Horn-

* Wadsworth, dessen oben citirtes Werk (Lithological studies) eine in hohem Grade vollständige und werthvolle Übersicht der meteorischen und terrestrischen Olivingesteine giebt, bezeichnet diesen Typus als Saxonit; der Name ist mit Beziehung auf den von Dathe beschriebenen Russdorfer „Bronzit-Olivinfels" gewählt. Da die ursprüngliche Beschreibung dieses Gesteins von Dathe selbst (L. J. 1883. II. 89) ganz wesentlich modificirt wurde, konnte der Name Saxonit nicht adoptirt werden. — Hierüber beklagt sich Herr Wadsworth in einem Briefe d. d. 15. Aug. 1887: „The term Saxonite was proposed by me to apply to all rocks composed essentially of enstatite and olivine. I named it in honour of the country of Saxony, in which were located four localities described by Dathe. Well knowing the usual fate of names I purposely avoided chosing the name dependent on any locality or specimen, anticipating and intentionally avoiding the very mistake that you understand I made. Therefore it seems to me your objection does not properly lie against Saxonite. I had made out the occurrence of the mineralogical union of olivine and enstatite by my own micro-

blende-Peridotite und Wehrlite übertragen worden ist, so ziehe ich die Bezeichnung Harzburgit vor. Soweit meine Erfahrung reicht, giebt es nur eine einzige Localität, wo ein Bronzit-Peridotit in nahezu frischem Zustande gefunden worden wäre. Das ist der von Ulrich beschriebene Awaruit-führende Peridotit von der Westküste von Neu-Seeland. Dieses Gestein nimmt zwischen der Awarua und Jackson Bay ein Areal von 25 miles in NS. und 16 miles in OW. Richtung ein und ist mit Gabbro und Granit vergesellschaftet, welche von krystallinen Schiefern begrenzt werden. Im frischen Zustande stellt es ein allotriomorphkörniges Gemenge von Olivin und Enstatit, von hellgrüner Farbe und von grob- bis feinkörnigem Gefüge dar. Die relativen Mengen von Olivin und Enstatit schwanken; bald herrscht dieser, bald jener vor. Chromit und

---

scopic studies and upon specimens of utterly different localities than those given by Dr. Dathe. Further there were described in my Litholog. Stud. specimens with five figures from twenty three different localities of Saxonite; so to render the term void, it seems to me that it should be shown that all those descriptions were erroneous and that no such union as olivine and enstatite exists. I chose the term Saxonite from a long series of suggested terms, because it seemed to be the shortest, best and most euphonious; and with a hope that it would not be ungrateful to my German brethren. I most emphatically did not name the rock after Dathe's Russdorf specimen or give the name on account of his work. In fact when the Lithol. Stud. were passing through the press, I saw Dr. Dathe's correction to which you refer, and supposed I had inserted a foot note calling attention to it, but on search it seems to have been accidentally omitted. I most certainly did not give the name Saxonite as you state I did. It certainly seems to me that my name Saxonite by priority, usage and right is entitled to stand and I trust that you will feel willing to favor me by taking the steps to reinstate it." — Die Vorwürfe des Herrn Wadsworth, welche er in seinem oben citirten Buche: Preliminary description etc. p. 131 wiederholt, sind nicht begründet. Ich citire aus seinem Werke: Lithological studies die Stelle wörtlich, wo er p. 85 die Bezeichnung Saxonite aufstellt und überlasse dem Leser, zu beurtheilen, ob ich sie anders verstehen konnte, als ich gethan habe. Sie lautet: „For that variety which contains olivine and enstatite, the German term enstatit-olivinfels employed by Dr. Dathe is too cumbersome for Anglo-Saxon use, or even for any general use. It is, then, proposed here to designate all these rocks by the term saxonite, from the country in which the terrestrial form was first so well described by Dathe." Die letzten Worte habe ich sperren lassen, da es auf diese ankommt. — Nach Herrn Wadsworth's Argumentation hatte er selbst kein Recht, den by priority, usage and right bestehenden Namen Olivin-Enstatitfels zu ändern und nun gar aus einem so wenig wichtigen Grunde der Bequemlichkeit. — Übrigens lege ich kein Gewicht auf diese oder jene Bezeichnung. Sollte wider mein Erwarten der Name Saxonit die grössere Verbreitung finden, so ist es mir recht.

Picotit sind accessorisch. Die Serpentinisirung des Gesteins verläuft in der normalen Weise.

Ein von Cross beschriebener Peridotit aus dem Gneiss von Cottonwood Gulch, Colorado, enthält neben Olivin und Hypersthen viel braunen Biotit und als jüngsten Gemengtheil accessorischen sehr spärlichen Plagioklas mit Einschlüssen von farblosen Nadeln, die als Sillimanit angesprochen werden. Ausserdem enthält das Gestein braune Hornblende in grossen, mit Biotit durchwachsenen Krystallen. — Sehr frisch ist auch ein von Roerdam beschriebener Olivinfels (Harzburgit) von Siorarsiut in Grönland, der neben Olivin und Bronzit accessorisch etwas Biotit und Chromit führt.

Die leichte Umwandlung beider Hauptcomponenten der Harzburgite, zu denen sich allenthalben etwas Diallag, auch wohl Hornblende und Biotit, sowie Eisenerze, gelegentlich Chromit oder Picotit, seltener ein grüner Spinell gesellen, erklärt es, dass die Harzburgite vorwiegend in mehr oder weniger vorgeschrittener Serpentinisirung erscheinen.

Als Repräsentanten solcher Harzburgite wird man das bekannte Gestein von der Baste bei Harzburg ansehen müssen. Der durch den Bastitreichthum dieses Gesteins bedingte, ausgeprägte Charakter als „Schillerfels“ tritt um so weniger äusserlich und makroskopisch hervor, je geringer die Menge dieses Minerals ist und je spärlicher daher dessen metallisch schillernde Spaltflächen in dem Gestein erscheinen. — Ein anderes, verhältnissmässig unverändertes Olivin-Bronzitgestein beschrieb Stelzner von der Grube Varallo im Monte-Rosa-Gebiet. Dasselbe enthält etwa gleiche Mengen von Olivin und Bronzit und einer zwar pleochroitischen, aber nicht stark absorbirenden Hornblende. Das Gestein verhält sich also zum reinen Bronzit-Peridotit etwa wie der Wehrlit zum reinen Diallag-Peridotit. — Gylling bespricht Bronzit-Peridotit von Kivisjärvi in Paltamo, Finland, in welchem auffallenderweise Quarz als Gemengtheil auftreten soll. — Chrustschoff beschreibt einen Enstatit-Peridotit von der Goose Bay in der Magelhaens-Strasse, dessen Olivin Glaseinschlüsse führt. Nach seiner Darstellung scheint das Gestein eine mechanisch porphyrische Structur zu besitzen. — Retgers schildert Harzburgite aus dem District Martapoera auf Borneo in z. Th. wenig, z. Th. stark serpentinisirtem Zustande. — H. von Foullon und Clarke und Diller besprechen Nickelerz-führende Harzburgite von Oregon und ersterer besonders auch die Entwicklung der Nickelerze.

Die Zahl der Serpentine, welche ursprünglich Bronzit-Peridotite waren, dürfte eine sehr grosse sein. So gehören z. B. dahin manche Vorkommnisse aus dem sächsischen Granulit, aus dem südlichen Schwarzwald (Todtmoos, mit etwas Diallag), aus den Vogesen (Faurupt unter dem Brezouars, mit Hornblende und etwas Diallag), nach Becke aus dem niederösterreichischen Waldviertel bei Dürnstein (mit Aktinolith; interessant durch die mechanischen Phänomene, Streckung, Auflösung in eiförmige Blöcke mit einer aus Anthophyllit und Strahlstein bestehenden Hülle; die Blöcke liegen in einer Matrix von Anomit mit Druckfiguren), bei Weissenkirchen, bei Stein unfern Rothenhof, bei Senftenberg. — Bonney beschreibt hierher gehörige Serpentine vom Balhamie Hill in Ayrshire, Cadgwith und Cap Lizard (mit Diallag) in Cornwall, von Molins an der Julierstrasse, sowie von Marmels (hier mit Augit); Cossa solche von Calagrande, Monte Argentaro in der Provinz Grosseto, aus dem Gabbrogebiet von Livorno, sowie von mehreren Punkten Elbas. Ebenso sind sie verbreitet im Apennin und auf Corsica. — Geo. H. Williams beschreibt Perowskit-führende Harzburgit-Serpentine von Syracuse, N. Y. Es liess sich erkennen, dass das ursprüngliche Gestein z. Th. eine körnige, z. Th. eine porphyrische Structur besass, wobei scharf idiomorphe Pseudomorphosen von Olivin in einer ursprünglich auch Augit enthaltenden, feinkörnigen Grundmasse liegen. Der Olivin ist in eine farblose isotrope Substanz umgewandelt, in welcher scharfe Rhomboëder von Dolomit liegen, die Grundmasse, von accessorischem Chromit abgesehen, in ein Carbonatgemenge. Ein ähnliches Vorkommen fand Kemp bei Ithaca, N. Y.

Durch accessorisches Eintreten von rhombischen Pyroxenen neben Diallag, von Diallag neben rhombischen Pyroxenen gehen die Wehrlite und Harzburgite in

Lherzolithe

über. Mit den Lherzolithen sind die Olivinfelse mineralogisch und structurell durchaus identisch. Es empfiehlt sich, den Namen Lherzolith für alle eruptiven Massen, welche aus Olivin, Diallag und einem rhombischen Pyroxen bestehen, anzuwenden, da mit Olivinfels früher wohl auch Gesteine der Pikritreihe bezeichnet worden sind. In kleinen Mengen enthalten alle Lherzolithe ein Spinellmineral, welches bald braun (Chromit, Picotit), bald grün (Pleonast) durchsichtig ist, und Eisenerze. Das erstere ist idiomorph nur, wo es als Einschluss im Olivin auftritt, durchaus allotriomorph,

wo es sich selbständig an der Zusammensetzung der Gesteine betheiligt. Apatit pflegt sehr spärlich vorhanden zu sein; Granat (im Ultenthal nach Sandberger) nur selten in den unveränderten Gesteinen vorkommend, ist in vielen aus Lherzolithen hervorgegangenen Serpentinen sehr reichlich vertreten. — Lherzolithe mit accessorischem Hornblendegehalt beschreiben Curie und Flamand von dem Gipfel des Tufercha-Condiat bei Collo in Algerien.

Der Olivin ist wasserhell bis gelblich oder grünlich, oft recht reich, oft arm an Flüssigkeitseinschlüssen. — Unter den rhombischen Pyroxenen scheinen die eisenarmen allein vorzukommen. Hypersthen wurde bisher nicht beobachtet, wenn man nach dem niemals sehr starken, wenn auch oft recht deutlichen Pleochroismus schliessen darf. Flüssigkeitseinschlüsse von cylindrischer Form ordnen sich parallel der Prismenaxe. Bei der Serpentinisirung des Bronzits verschwinden die Fluida und die von ihnen eingenommenen Räume werden, wie Weigand an den hierher gehörigen Vogesenserpentinen von Starkenbach bei Le Bonhomme beobachtete, mit Eisenerzen erfüllt, wenn sie nicht leer bleiben. — Der monokline Pyroxen, in welchem ein Chromgehalt mehrfach nachgewiesen wurde, hat keineswegs immer die Diallagstructur, sondern muss vielfach zum Diopsid oder Malakolith gestellt werden. — Wo die Lherzolithe sich in Serpentin umsetzen, beginnt dieser Process stets mit dem Olivin, ergreift dann die rhombischen Pyroxene und die monoklinen. Von den letzteren erhalten sich gewöhnlich unveränderte Reste am längsten. Man kann meistens den aus dem Olivin und den aus den Pyroxenen hervorgegangenen Serpentin daran unterscheiden, dass bei ersterem ein regelloses Maschengewebe, bei letzterem, entsprechend der prismatischen Spaltbarkeit, eine rechtwinklige Gitterstructur erkennbar bleibt. — Eine smaragditische oder aktinolithische Hornblende pflegt nur da, und dann vorwiegend auf Schieferflächen zu erscheinen, wo starke mechanische Deformationen (Streckung) nachweisbar sind.

Hervorzuheben ist gegenüber den früher besprochenen Peridotiten die grosse Seltenheit des Feldspaths, durch welchen Übergänge in Gabbro vermittelt werden würden. Mir ist nur ein Handstück von Lherzolith von dem Weiher Lherz bekannt geworden, in welchem zwischen normalen Knauern von Lherzolith, die allerdings auch einen Diabasaugit führen, ein plagioklasreicher Kitt vorhanden ist, welcher die Zusammensetzung und Structur eines Diabas oder Ophits besitzt. Ob die von Kuhn besprochenen Lherzolithe von

Boulor und St. Pé-de-Hourat in den Basses-Pyrénées, welche bei flüchtiger Betrachtung wegen ihrer Farbe mit Ophiten verwechselt werden können, feldspathhaltig sind, geht aus der Beschreibung mit Sicherheit nicht hervor (Z. D. G. G. 1881. XXXIII. 398). — Mattirolo beschreibt einen Lherzolith von dem Felsen Pria Borghese im Gebiet des Penna in Ligurien, welcher kleine Quantitäten eines zum Labradorit gehörigen Plagioklas führt. Das Gestein steht geologisch in Verbindung mit Diabas, wie dieses bei den Olivingesteinen in Ligurien, Toscana und Elba so constant angegeben wird. Das Alter dieses Lherzoliths wird als eocän bestimmt. — Nach Geo. H. Williams zeigen die Lherzolithe der Gegend von Baltimore grosse Individuen von Bronzit und Diallag in einer feinkörnigen Grundmasse von stark veränderten Olivinaggregaten; sie sind etwas feldspathhaltig und gehen durch Olivinbronzitgabbro in den normalen Hypersthengabbro über.

Die Lherzolithe, von denen wir eine bedeutende Anzahl durchaus oder doch fast vollkommen frischer Vorkommnisse besitzen, haben vor allen andern Peridotiten den Vorzug, dass sich ihre Structur in voller Klarheit erkennen lässt. Dieselbe ist eine typisch hypidiomorphkörnige, in der sehr verbreitet deutliche Spuren von mechanischer Deformation in undulöser Auslöschung am Olivin und den Pyroxenen, in der Verbiegung und Knickung der Bronzite, sowie in der Zwillingsbildung derselben nach $\frac{1}{4}P\breve{\infty}$ (014) wahrnehmbar sind. Dahin ist vielleicht auch das Auftreten von Tremolitschalen um den Olivin, wo dieser sich mit Pyroxen berührt, zu rechnen, welches die durch ihre secundäre Talkbildung aus Olivin interessanten Lherzolithe der Gegend von Germagnano in Piemont zeigen. Diese mechanischen Deformationen fanden sich am schwächsten in Lherzolithen von Vicdessos, Ariège; sie steigern sich am See Lherz, bei Locana unfern Ivrea in Piemont, in der Sierra Parda, Andalusien, zu typischer und ausgeprägtester randlicher Kataklase und führen in manchen „Olivinfelsen" oder besser Olivinschiefern zu vollständiger Zertrümmerung des Gesteins und Ausbildung schiefriger Structur. Übergänge zu dieser sind allenthalben in den durch randliche Kataklase mit mechanischer Porphyrstructur ausgestatteten Vorkommnissen zu beobachten. Ihre Anfänge machen fast den Eindruck der Fluidalstructur, mit welcher allerdings eine Verwechslung durch den Mangel des Idiomorphismus bei den scheinbaren Einsprenglingen ausgeschlossen ist. Man ist versucht, die von Kjerulf, H. H. Reusch, Brögger u. a. Autoren bei Olivinfelsen beobachtete krümelige,

sandsteinähnliche Structur ebenfalls auf Rechnung einer inneren Zertrümmerung zu schreiben*. Doch giebt Cossa an, dass das sandsteinartige Gefüge des sehr feinkörnigen Lherzolith von den Monti Rossi bei Baldissero durch eine partielle Auflösung des Gesteins bedingt werde**. — Nach desselben Forschers Angaben wird der Chromdiopsid eines piemontesischen Lherzolith von den Monti di S. Vittore zwischen Corio und Lanzo von etwas pleochroitischem Augit ersetzt.

Die eruptive Natur der südfranzösischen Lherzolithe steht ausser Zweifel. Dagegen liegen für die Beurtheilung der Genesis der Olivinfelse in den krystallinen Schiefern (Ultenthal, Söndmöre und andere Localitäten in Norwegen, Norrland in Schweden, Serrania de Ronda in Andalusien) durchaus sichere Anhaltspunkte zur Zeit nicht vor. Die besten Kenner dieser Gesteine in Skandinavien (cf. Brögger, Über den Olivinfels von Söndmöre L. J. 1880. II. 187) scheinen, besonders mit Betonung der concordanten Einlagerung derselben zwischen die Schieferplatten, eine ursprünglich sedimentäre Natur für wahrscheinlich gehalten zu haben. Ob das auch heute noch der Fall ist, nachdem die Verbreitung dynamometamorpher Processe im krystallinen Schiefergebirge zweifellos dargethan ist, entzieht sich meiner Kenntniss. Ich persönlich bin von der ursprünglich eruptiven Natur dieser Olivinschiefer überzeugt. Dass in der Formation der krystallinen Schiefer, entsprechend der Kalkcarbonat-Silicatreihe vom körnigen Kalk bis zum Eklogit, auch eine Magnesiacarbonat-Silicatreihe vom körnigen Magnesit durch Sagvandit, Duelo, Listwänit u. s. w. bis zum Olivinfels bestehe, darf deshalb nicht bezweifelt werden. Zur Unterscheidung der, beiden Reihen zugehörigen, reinen Silicatglieder kann man sich wohl z. Th. der Anwesenheit ursprünglicher Magnesia-Carbonate oder ihres Fehlens bedienen. Bekanntlich fand Svenonius (G. F. i Stockholm Förhdl. VII. No. 88. 1884. 201—210) Breunnerit in gewissen, der Glimmerschiefergruppe zugehörigen Olivinfelsen von Norrland, welche zuerst durch die Beschreibung des Vorkommens von Kettilsfjäll durch Törnebohm bekannt wurden, und über deren

* Dieselbe krümelige Beschaffenheit wies Roerdam an dem grönländischen Harzburgit von Siorarsiut nach.

** In diesem Lherzolith tritt nach Issel der Baldisserit, ein Gemenge von Magnesit und Opal, als Verwitterungsproduct auf. — In norwegischen Lherzolithen giebt Kjerulf Talk, Chromglimmer und Brucit als Übergemengtheile an, die wohl sämmtlich secundärer Natur sind.

Mannichfaltigkeit Eichstädt interessante Mittheilungen machte. Letzterer unterscheidet in genanntem Gebiete die Olivinfelse in Enstatit-Hornblende-, Enstatit-Kämmererit(?)-Olivin-, Enstatit-Olivin-, Hornblende-Olivin-, Kämmererit(?)-Olivin- und reine Olivingesteine. Von diesen Abarten würde also eigentlich keines, auch bei Annahme ursprünglich-eruptiver Natur, zum Lherzolith zu rechnen sein. Manche der norwegischen Olivinfelse und ebenso einige aus der Serrania de Ronda sind dagegen, wenn ursprünglich eruptiv, mit Recht zum Lherzolith zu stellen. Allerdings sind alle diese Gesteine reicher an Olivin und ärmer an Pyroxenen, als die typischen Pyrenäen-Lherzolithe; sie theilen diese Eigenthümlichkeit mit den piemontesischen Lherzolithen. Nur der Olivinfels vom Ultenthal ähnelt in dieser Richtung durchaus dem echten Pyrenäen-Gestein.

Lacroix hat zahlreiche Contacte der Lherzolithe mit Kalksteinen, Mergeln und Sandsteinen des Lias untersucht, so die Vorkommnisse von Prades, Bois de Fajou bei Causson, Lordat, Croix de Ste. Tanoque, Vicdessos, Forêt de Freychinêde, Port de Massat, Ravin de la Plagnole, Etang de Lherz, Port de Saleix, Tuc d'Ess, Arguénos-Moncaup und Moun Caou.

Die Ausdehnung der Contactzonen ist nicht mit Sicherheit zu bestimmen, die Intensität der Umwandlung eine sehr wechselnde. Das kohlige Pigment der Schichten ist oft bis sehr nahe an den Lherzolith heran erhalten geblieben (Prades), die Silification der Gesteine ist dagegen im Bois de Fajou bis auf 100 m eine vollständige; am Tuc d'Ess war die Contactwirkung bis auf 500 m hin deutlich erkennbar.

Die Kalksteine und Mergel sind z. Th. in körnige Kalke mit Silikaten, z. Th. in dichte Kalksilikathornfelse umgewandelt. Im ersten Falle wurden als Silikatneubildungen beobachtet der Dipyr, die Feldspathe (Orthoklas, Mikroklin, Bytownit, Anorthit, seltener Oligoklas-Albit, Andesin und Labrador), die Glimmer (Biotit und Phlogopit, selten der Muscovit), blaugrüne Hornblende mit c grünlichblau (im Centrum) bis gelbgrün (an den Rändern), b blaugrün, a blassgelb, Aktinolith (gelegentlich von der blaugrünen Hornblende umwachsen), Tremolit, Diopsid, Turmalin, Rutil, Sphen, Magnetit, Apatit, Quarz, Graphit, Eisenglanz, selten Spinell, Epidot und Granat. Die Menge und Association dieser Neubildungen ist eine von Ort zu Ort, ja an demselben Aufschluss local wechselnde. — Die Kalksilikathornfelse (cornéennes) sind meistens dicht und zähe,

in andern Fällen grobkörnig und leicht zersprengbar. Sie bauen sich wesentlich aus Dipyr, den verschiedenen Feldspathen, Pyroxenen und Amphibolen, Turmalin, Glimmer, Titanit und Rutil auf. Durch lagenweisen Wechsel dieser Gemengtheile werden sie gebändert. — Durch Überwuchern der Glimmer gehen sie in

schiefrige Hornfelse (schistes micacées) über. In diesen herrscht der Biotit; ihn begleiten Dipyr oder Feldspath (Orthoklas, Oligoklas-Albit, Bytownit oder Anorthit). Durch grosse Individuen von Dipyr, die dann poikilitisch mit allen andern genannten Gemengtheilen durchwachsen sind, werden sie fleckig. Diese Gesteine haben die typischen Hornfelsstructuren. Sie wechsellagern oft in dünnen Bänken mit den Kalksilikathornfelsen. Durch starkes Hervortreten des Quarzes gehen die schiefrigen Hornfelse in Glimmerquarzite über, die dann stets grosse Dipyr-Krystalle enthalten.

An der Fontête Rouge wird der Glimmer der schiefrigen Hornfelse nahezu vollständig ersetzt durch Hornblende. Dadurch wird die Verbindung hergestellt mit

amphibolitischen Gesteinen, welche bald als körnige Gemenge von Dipyr und Hornblende, bald als schiefrige Amphibolite mit basischem Feldspath, Titanit, Calcit und andern Nebengemengtheilen ausgebildet sind.

Ein Sandstein in der Schlucht von Plagnole ist zu Quarzit mit accessorischem Andalusit und Sillimanit nebst wenig Glimmer und viel Rutilnadeln umkrystallisirt.

Die Lherzolithe haben also die Contacthöfe der Tiefengesteine.

Auch die Lherzolithe haben ihre serpentinisirten Formen; so gehören hierher u. A. Serpentine von Conradsreuth im Fichtelgebirge, Hayemont bei St. Dié und Trehkopf bei Oderen im Amariner-Thale (nach Weigand), von La Motte im Dép. du Var und nach Zirkel der Serpentin von Lercouil in den Pyrenäen, ebenso von der Alp Stalvedro und dem Silser-See nach Bonney, solche aus der Gegend von Collo in Algerien nach Curie und Flamand, ein Vorkommen aus dem Potrero genannten Stadttheil von San Francisco nach Palache, der darin noch unveränderte Lherzolithknauer nachwies.

Dunit

wurde bekanntlich von Ferd. v. Hochstetter ein neuseeländisches Gestein genannt, welches nur aus Olivin und Chromit bestehend, in den Dun-Mountains in geologischem Verbande mit Olivingabbro und Serpentin vorkommt. Dasselbe Gestein wird von Macpherson

aus der Serrania de Ronda in Andalusien beschrieben. Nach Becke gehört hierher das pyrophaltige Olivingestein von Steineck in Niederösterreich, nach v. Drasche der sogenannte Olivinfels von Kraubat in Obersteiermark. Eine gewisse Verbreitung scheinen nach den Angaben von Julien die Dunite im Gneissgebiet von Nord-Carolina zu haben (Proceed. Boston Soc. of nat. hist. 1882. XXII). Sonst findet sich in manchen Duniten etwas rhombischer oder monokliner, oder auch beide Pyroxene, Übergänge in die andern Peridotite bedingend.

Auch bei den Duniten ist der ursprünglich eruptive oder sedimentäre Charakter nicht immer mit Sicherheit zu bestimmen. Ihre Structur ist diejenige der Lherzolithe; die geringsten mechanischen Deformationen enthält in den mir zu Gesicht gekommenen Vorkommnissen das Gestein von Neu-Seeland, die stärksten dasjenige der Serrania de Ronda. Mit Sicherheit gehören wohl zu den eruptiven Duniten die neuseeländischen und diejenigen, welche Judd von den westschottischen Inseln beschrieb, sowie die alpinen Vorkommnisse.

Becke beschreibt den Dunit (Olivinfels) und aus ihm hervorgehenden Serpentin vom Enzinger Boden, Sprengkogel und Rettenkopf im Stubachthale in Tyrol. Derselbe ist, beiderseitig von feldspathhaltigem Amphibol begleitet, in den Centralgneiss eingelagert. Das Gestein ist z. Th. ohne jede Parallelstructur wesentlich aus kalkhaltigem Olivin und Picotit in rundeckigen Körnern aufgebaut, theils zeigt es in schlierigem Wechsel körnig-streifige graue Partien, welche auf verwitterter Oberfläche hervorragen und aus Diopsid (mit $c : c = 38^0$ und $2V = 58^0$) bestehen. Kataklasphänomene sind deutlich vorhanden; die Olivin-Individuen sind vielfach in Bruchstücke getheilt, die nach der Fläche (100) an einander verschoben sind und undulöse Auslöschung zeigen; ja es entwickelt sich eine Mörtelstructur, indem grössere Olivinkörner in feinem Olivingruss liegen. Als Neubildungen erscheinen Klinochlor und Antigorit, ersterer gern zwischen Olivin und Picotit, letzterer im Olivin; ebenso Magnetit in der Nähe des Picotits. Stellenweise verdrängt der Antigorit den Olivin ganz. Becke betont mit Recht, dass danach die Gitterstructur des Antigorit-Serpentins in keiner Weise für einen Pyroxen als Muttermineral beweisend ist und dass der Mangel der Maschenstructur nicht nothwendig gegen Abstammung des Serpentin aus Olivin spricht. Er verweist zugleich auf ältere Angaben Eichstädt's nach dieser

Richtung über Serpentine Norrlands und hebt hervor, dass Antigorit-Serpentine bisher nur aus starkgefaltetem Gebirge bekannt seien. Er deutet an, dass vielleicht das Fehlen der Maschenstructur in Olivinserpentinen und dieses Lagerungsverhältniss in causalem Verbande stehen.

Weinschenk, der dasselbe Vorkommniss, ausführlicher jedoch dasjenige von den Todtenköpfen im oberen Stubachthale, diejenigen von der Eichamwand im Tümmelbachthal, vom Islitz-Fall in der Dorfer Alpe und von der Goslerwand, alle drei in der Umgebung von Prägraten, von der Schwarzen Wand in der Scharn, dem untersten linken Seitenthal des Hollerbachthals auf der Nordseite des Grossvenediger und die vom Rothenkopf Ochsner, Greiner und Furtschagl im Zillerthal untersuchte, bestätigt die Angaben Becke's, kommt aber zu einer andern Erklärung. Er giebt an, dass in dem Olivin dieser Gesteine, besonders deutlich an den Todtenköpfen, grossblättriger Antigorit auf den Flächen des Brachydomas des durchaus frischen Olivin liege und dass ausserdem feinblättrige Aggregate desselben vorkommen. Den ersten hält er für einen primären Gemengtheil des Gesteins, wie er denn auch den Zoisit, Epidot, Granat u. s. w. im Feldspath der Protogine für directe Ausscheidungen aus dem Magma hält; die feinblättrigen Aggregate sollen dagegen secundär aus Olivin entstanden sein. Das Gestein nimmt nach Weinschenk stellenweise Diallag auf und geht durch Überwucherung dieses in Pyroxenfels über. Tremolit, Talk, Magnetit, Pyrit und Breunnerit erscheinen als Umwandlungsproducte in diesem Gesteinstypus und seinen mehr oder weniger, bis vollkommen serpentinisirten Formen, die er insgesammt als Stubachit und Stubachit-Serpentin bezeichnet und die in den Tyroler Alpen eine weite Verbreitung haben. Auf Klüften des Gesteins findet sich Olivin, Antigorit, Calcit, Tremolit und Magnetit und zwar der Olivin oft in grossen idiomorphen Individuen in grobspäthigem Calcit eingewachsen. Weinschenk betrachtet nunmehr auch die früher von ihm als Pyroxenit-Serpentine beschriebenen Vorkommnisse vom Kleinen Happ zwischen Maurer- und Klein-Iselthal u. a. O. im Süden des Gross-Venediger als Dunit-Serpentine. Sie sind im Allgemeinen massig, oft auch schiefrig durch Talkschüppchen und reich an Einschlüssen eines Mg-armen, Fe-reichen Carbonates. An der Grenze (Dorfer Alpe) enthalten sie bisweilen viel Tremolit, Magnetit nebst Calcitausscheidungen, die durch Serpentin-Putzen ophicalcitisch werden.

Diese Gesteine bilden Linsen im Kalkglimmerschiefer und Chloritschiefer, der den Centralgneiss mantelförmig umhüllt, nur selten in diesem selbst. Sie werden vielfach von einem Chloritgestein begleitet, welches Weinschenk „Chloritfels“ im Gegensatz zum Chloritschiefer nennt. Dieser Chloritfels ist das Muttergestein der bekannten Magnetite, Breunnerite, Sphene u. s. w. Die Structur der Dunite, aus denen sich die „Stubachitserpentine“ entwickelten, wird nicht mehr, wie früher, als eine porphyrische, sondern als eine allotriomorph-körnige gedeutet. Die Mineralgänge im Gestein werden der pneumatolytischen und Thermalperiode der Gesteinsbildung zugeschrieben.

Eine Einwirkung dieser Dunite und Dunitserpentine auf die durchbrochenen Gneisse ist nach Weinschenk wohl wahrnehmbar, aber nicht sehr in die Augen fallend. So hätte sich nach seiner Angabe im Gneiss des Rettenkopf Graphit gebildet, während sonst Graphitoid vorhanden zu sein pflegt. — Am Hackbrettl im Stubach ist nach Weinschenk der Kalkglimmerschiefer in grobblättrigen Marmor mit eingesprengten Silikaten, z. Th. auch in Kalksilikathornfels umgewandelt. Sehr eingehend werden die Erscheinungen in dem Liegenden und Hangenden der Dunit-Serpentine der Gegend von Prägraten beschrieben. Auffallend ist dabei der Umstand, dass in der nächsten Umgebung des Serpentins eine von 10 cm bis zu mehreren Metern anschwellende Zone von ophicalcitischen, z. Th. auch an Serpentinsubstanz armen grauen, noch Schichtung zeigenden Kalken vorhanden ist, während jenseits dieser eine sehr wechselvolle Reihe von Kalksilikathornfelsen entsteht, in denen Granat, Epidot, Diopsid, blaugrüner Amphibol und Vesuvian nebst späthigem Calcit die Hauptrolle spielen und im Allgemeinen so vertheilt sind, dass der Granat in den äusseren Theilen, der Epidot und Diopsid in den dem Serpentin näher gelegenen herrschen. Islitz, Eichamwand, Goslerwand sind die interessantesten Localitäten*. Der Granat zeigt meistens, wie so oft in diesen Gebilden, kräftige Doppelbrechung. Weinschenk parallelisirt mit diesen Kalksilikathornfelsen auch den anfangs für Jadeit gehaltenen Vesuvian-Pyroxenfels vom Piz Longin im Bergell, den Berwerth (Annalen k. k. nat.-

* Was Weinschenk von der Goslerwand als „Garbenschiefer“ beschreibt, ist in einem mir freundlichst geschenkten Handstück ein Epidot-Zoisit-Amphibol-Albitgestein mit viel Rutil, welches von grobkörnigen schiefrigen Allaliniten, ganz besonders von den Grünschiefern des Sulitjelma ununterscheidbar und sicher kein Hornfels ist.

hist. Hofmuseum 1889. IV. 87) und E. v. Fellenberg (L. J. 1889. II. 103) beschrieben haben, und Verwandtes.

Die aus Dunit hervorgegangenen Serpentine sind sehr verbreitet, so in den Vogesen (Sennhütte Haycot am Brezouars, St. Etienne, Cleurie, Chandray, Narouel). Viele dieser Serpentine sind granatreich und der Granat derselben hat sehr häufig ausgeprägte Kelyphitkrusten, ja er ist nicht selten vollkommen in sog. Kelyphit umgewandelt, der bald aus Gemengen von Spinell und Amphibol, bald aus Spinell und Hypersthen oder Augit, auch wohl etwas Biotit besteht und bei sehr feinkörniger Zusammensetzung oft nicht mit Sicherheit zu deuten ist. — Diller beschreibt Dunit-Serpentin aus dem District des Lassen's Peak in Californien. — Ein Dunit-Serpentin aus der Serrania de Ronda, den ich Herrn Macpherson verdanke, enthält accessorischen Plagioklas.

Pyroxenite

sind ebenso wie die Peridotite ein Annex der Gabbrofamilie und daher geologisch mit diesen verknüpft und durch mineralogische Übergänge mit ihnen verbunden. Obschon sie in einzelnen Vorkommnissen schon länger bekannt waren, sind sie erst durch die Untersuchungen von Geo. H. Williams in der Cortlandt Series und in der Gegend von Baltimore dauernd in das petrographische System eingeführt worden.

Ihre mineralogische Zusammensetzung ist eine überaus einfache: eines oder mehrere der Pyroxenmineralien, gelegentlich mit accessorischer Hornblende und sehr kleinen Mengen von Erzen, gelegentlich Apatit und accessorischer Olivin oder Plagioklas bauen das Gestein auf. — Die Structur ist durchweg eine hypidiomorphkörnige mit sehr geringen Altersunterschieden der Componenten, wo das Gestein ein gemengtes ist. Dann sind die Ca-haltigen Glieder jünger als die Ca-freien. Gelegentliche porphyrische Structur scheint dynamischen Ursprungs und also secundär zu sein.

Williams unterscheidet Websterit, Bronzitit, Hypersthenit, Diallagit, beziehungsweise Smaragditfels und Hornblendit.

Websterit nennt er die gleichmässig aus rhombischem Pyroxen und diopsidischem Augit (oder Diallag) gemengten Gesteine mit Spuren von Eisenerzen. Die Gesteine sind dunkler, wenn der rhombische Pyroxen Hypersthen ist, wie z. B. am Johnny Cake

Road, 1 mile östlich vom Patapsco River und an den Gwynn Falls bei Baltimore, heller, wenn Bronzit den Augit begleitet, wie bei Hebbville, 6 miles W. von Baltimore. Der Augit hat $c : c = 40^0$ und keine pinakoidale Theilbarkeit. Ziemlich viel accessorischen Plagioklas enthält das Gestein des erstgenannten Fundortes; auch Olivin tritt in sehr kleinen Mengen gelegentlich auf. — Die Gesteine zeigen oft eine beginnende, seltener eine vorgeschrittene Serpentinisirung, bei welcher das reichliche Auftreten von Talk und Aktinolith charakteristisch ist; nicht selten fehlt die Serpentinbildung ganz und es entsteht nur Talk in oft recht grobblättrigen Aggregaten. Der Name wurde dem Gestein nach einem Vorkommen in Nord-Carolina gegeben. Dasselbe gehört zu den hellen Websteriten mit herrschendem Diopsid; es ist mit Dunit und Korundlagerstätten* in Nord-Carolina und Georgia vergesellschaftet. — Ähnliche Gesteine beschreiben St. Hunt von Rougemont und Montarville in Canada (Geology of Canada 1873. 667), J. D. Dana und Geo. H. Williams von der Cortlandt Series, Hutton gangförmig im Dunit der Dun Mountains in Neu-Seeland (Trans. Roy. Soc. New South Wales 1889. 153), Turner in einem 5 miles langen, nicht ganz $\frac{1}{2}$ mile mächtigen Gange von Mount Diablo, NO. von San Francisco, in der Gesellschaft von Peridotit und Gabbro, Geo. H. Williams mit etwas grüner Hornblende und Magnetit, in vorgeschrittener Umwandlung zu Talk begriffen, von Skinner's Cove, Nachrack, Labrador, Traverso mit dunkelgrünem Pleonast von Bricco Vajlera (Baldissero, Piemont) in Verbindung mit den dortigen Lherzolithen. — Dakyns und Teall erwähnen in Verbindung mit Peridotiten ein Enstatit-Augit-Hornblende-Biotit-Gestein von Loch Garabal, Sutherland, welches offenbar dem oben (S. 353) angeführten Vorkommen von Scourie und Kilimandscharo sehr nahe steht. — Hatch (Q. J. G. G. 1889. XLV. 340) beschreibt den Websterit (Diallag-Hypersthenfels) von Madagascar. — Deutsche Analoga liegen in den oben (S. 355) erwähnten Gesteinen von Russdorf und Mohsdorf im Granulitgebiet Sachsens vor, die Dathe anfangs irrig als Olivingesteine bestimmt hatte und später Pyroxenfels nannte. — Aus den Vogesen gehört hierher ein stark serpentinisirtes Vorkommen von St. Etienne mit nicht allzuspärlichem Picotit oder Chromit. Um diesen herum liegen eigenthümlich trübgraue Sphärokrystalle von monoklinen Fasern und Zapfen, die sich nicht direct mit der Gesteinsmasse

* Max Schuster beobachtete Korund in einem californischen Serpentin.

berühren, sondern zunächst mit winzigsten grauen oder gelblichen Oktaëdern von ? Spinell (? Perowskit) besetzt und dann von einem Kranz farbloser monokliner Körner umrandet sind, die schwache Doppelbrechung und niedrigeren Brechungsexponenten als Diopsid haben. Sie zeigen Spuren von zwei ungleichwerthigen Spaltbarkeiten.

Durch Austritt eines der Componenten gehen die Websterite über in Diallagite, Bronzitite und Hypersthenite, wie sie Williams aus der Gegend von Baltimore beschreibt, Gesteine, die einer Erörterung nicht bedürfen. — Bronzitite beschreibt Lacroix von Neu-Caledonien, wo sie in serpentinisirten Duniten aufsetzen, von Castellamonte und Baldissero in Piemont und aus den Lherzolithen der Pyrenäen, in denen sie schmale Gänge bilden. Sie enthalten Spinell. — Hypersthenit mit sehr wenig Diallag fand Wülfing in Blöcken am Monte Motterone bei Baveno am Lago Maggiore; durch Adams lernte ich sie kennen von Shipshaw (mit etwas Bytownit) und von der Ha-Ha-Bay (mit etwas Hornblende und Olivin, ohne poikilitische Structur) in Canada, wo diese Massen wohl Ausscheidungen im Anorthosit sind. — Lacroix, der die Gesammtheit dieser Gesteine Pyroxenolithe und Amphibololithe nennt, bespricht gangförmige Vorkommnisse von Diallagiten in Lherzolithen von Prades, Moncaup und Tuc d'Ess. Ihr Spinell ist Pleonast. Bei Moncaup führen sie Pyrop, bei Prades blassrosarothen Granat mit Rutilmikrolithen, die nach den dreizähligen Axen geordnet sind. Hornblendehaltig sind die Diallagite am Lac de Lherz, wo sich auch hellgrüne Trümer von Diopsidit im Lherzolith finden. — Auch Bergeat beschreibt Diallagit in Gesellschaft von Gabbro aus Cypern; Harker mit etwas brauner Hornblende von Fobello in der Lombardei (Geol. Mag. 1891. (3). VIII. 169); Gianotti vom Piano del Ré am Monte Viso z. Th. in Serpentinisirung begriffen und schiefrig geworden; Retgers bespricht Pyroxenite von dem District Martapoera in Borneo; Hobbs (The Johns Hopkins Circulars No. 65. 1888) aus der Gegend von Ilchester, Howard Co. Md. in mannichfacher Ausbildung. Er beschäftigt sich auch mit der Umwandlung der Diallagite in Smaragditfelse und mit der Umwandlung in Talk. — Bayley erwähnt Augitgesteine aus dem Gabbrogebiet von Minnesota.

Die Hornblendite der Cortlandt Series fanden oben bei den Dioriten (S. 233 und 239) Erwähnung. Ihre Hornblende enthält oft Pyroxenkerne und ist in andern Fällen zu Gruppen gehäuft, welche

auf eine Entstehung aus Pyroxen, und zwar z. Th. auch aus Hypersthen hinweisen. — Gänge von Hornblendit mit etwas Biotit, Pyroxen und Olivin, z. Th. auch mit Pyrop, bespricht Lacroix vom Lac de Lherz und vom Escourgeat. — Cohen nimmt an, dass Blöcke eines Hornblendits — er nannte das Gestein Hornblendefels (Benecke und Cohen, Geogn. Beschr. der Umgegend von Heidelberg. 1879. 139) — von grobem Korn auf dem Hummelsberge bei Ober-Flockenbach einem Gange angehören. Die Hornblende ist in drei Abarten vorhanden: einer lichtbläulichgrünen bis gelbgrünen herrschend, einer farblosen und einer braunen in geringen Mengen. Accessorisch ist etwas Magnetit.

Alle diese Ganggesteine zeigen nach Lacroix in den Pyrenäen oft intensive Mörtelstructur und starke Veränderungen. So findet sich um die Pyrope eine kelyphitische Zone aus verwobenen Fasern und Zapfen von grünem Amphibol und Spinell derselben Farbe, die in einem Teig von einheitlichem Anorthit liegen, den man bei sehr feinem Korn dieser Fasermäntel kaum sieht. Diese Neubildungen verdrängen nach und nach den Pyrop, sowie den Spinell, die Pyroxene und die Hornblenden, deren Reste dann inselartig in dem kelyphitischen Gewebe schwimmen. In manchen Fällen sollen alle diese Neubildungen wieder durch grossblättrigen Dipyr verdrängt werden, der dann seinerseits die Reste der ursprünglichen Gemengtheile als Einschlüsse enthält.

Die Pyroxenite haben gleichfalls ihre Serpentinfacies, wie sich aus dem Studium ihrer Umwandlungsvorgänge mit Sicherheit ergiebt. So beschreibt Ransome einen Diallagitserpentin von Angel Island in der Bai von San Francisco in Californien, welcher, im San Francisco-Sandstein intrusiv, diesen in seinem Hangenden metamorphosirt hat. Derselbe führt am Contact Glaukophan mit Kernen eines grünen Amphibol. Einschlüsse des Sandsteins im Serpentin sind zu einem blasigen Glase geschmolzen. Ausserdem beschreibt der Verf. sehr schwer erklärliche Einschlüsse eines körnigen Gemenges von Feldspath und Augit, der z. Th. in Hornblende umgewandelt ist.

R. von Drasche glaubte nachweisen zu können, dass eine Reihe sehr serpentinähnlicher Gesteine, von denen es noch nicht sicher constatirt ist, ob man sie zu den massigen zählen darf, nicht von Olivingesteinen abstammen, sondern von Gemengen aus Diallag mit Bronzit und Bastit, in denen nur ganz accessorisch auch Olivin im frischen oder veränderten Zustande auftritt. Er nannte als

Beispiele die Vorkommnisse von Windisch-Matrei*, Heiligenthal in Kärnthen, Greiner in Tyrol und Mayo in Irland. — Später fand auch Berwerth, dass die Serpentine von Rosignano und Castellina maritima südlich von Pisa nicht ursprüngliche Olivingesteine seien, sondern wesentlich aus Serpentin und Diallag mit etwas Magnetit, Eisenoxyd und Calcit bestehen, wobei der Serpentin durch die Umwandlung des Diallags entstanden scheint. — So finden sich auch bei Todtmoos im südlichen Schwarzwalde Serpentine, die mit voller Sicherheit nicht von ursprünglichen Olivingesteinen abstammen können, sondern nach den darin noch erhaltenen Mineralresten ursprünglich ein Gemenge von Diallag mit Enstatit waren, worin accessorisch etwas Magnesiaglimmer und Hornblende erscheinen. Ähnliche Abstammung erkannte, wie oben angegeben, Eichstädt für gewisse Serpentine von Norrland in Schweden und Becke beschrieb mit sehr genauen Angaben über ihre Structur, welche v. Drasche's Mittheilungen nach gewissen Richtungen corrigiren, nahe verwandte Gesteine von Nezeros, vom Ostabhang des Olympgebirges, vom Ossa, von Thanaton und andern Punkten Thessaliens. Diese Gesteine treten in enger geologischer Verknüpfung mit Olivinserpentinen auf, welche nach Becke's Angaben sich den vorher besprochenen Gruppen einreihen lassen.

Nach den oben angeführten Beobachtungen Becke's an den Duniten des Enzinger Boden bedürfen diese Gesteine einer erneuten Untersuchung.

* Kispatić beschreibt unter den Serpentinen der Frusca Gora einen aus Amphibolit abgeleiteten Antigoritserpentin, der grosse Ähnlichkeit mit dem Vorkommen von Windisch-Matrei haben soll.

I. g. Die Familie der Theralithe*.

Literatur.

C. Doelter, Die Vulkane der Capverden und ihre Producte. Graz 1882. 78.

Fr. Eigel, Über einige Eruptivgesteine der Capverden. T. M. P. M. 1889. XI. 91.

V. Hackman, Petrographische Beschreibung des Nephelinsyenits vom Umptek und einiger ihn begleitenden Gesteine. Fennia. XI. No. 2. Helsingfors 1894 und Kuopio 1894.

B. J. Harrington, Report on the minerals of the apatite bearing veins of Ottawa County, Q., with notes on miscellaneous rocks and minerals. Montreal 1879.

G. H. Hawes, Mineralogy and lithology of New Hampshire. Concord 1878.

A. Lacroix, Description des syénites néphéliniques de Pouzac (Hautes-Pyrénées) et de Montréal (Canada) et de leurs phénomènes de contact. Bull. Soc. géol. Fr. (3). XVIII. 511. 1890.

W. Lindgrén, Eruptive rocks from Montana. Proceed. Cal. Acad. Sc. (2). III. 29. 1890.

J. Macpherson, Résumé d'une description des ophites et des téschénites du Portugal. Bull. Soc. géol. Fr. (3). X. 289—295. 1882 und Communicaçoens da Seccão dos trabalhos geologicos do Portugal. t. I. fasc. 1. Lisboa 1885. 89—112.

H. Möhl, Über Teschenite. L. J. 1875. 694—700.

C. Rohrbach, Über die Eruptivgesteine im Gebiet der schlesisch-mährischen Kreideformation. T. M. P. M. 1885. VII. 1—63.

G. Tschermak, Felsarten aus dem Caucasus. T. M. M. 1872. II. 107—112.

W. H. Weed and L. V. Pirsson, Highwood Mountains of Montana. Bull. Geol. Soc. America. 1895. VI. 389.

J. E. Wolff, Notes on the petrography of the Crazy Mountains and other localities in Montana Territory. Northern Transcontinental Survey. R. Pumpelly, Director. 1885.

— Über Theralith. L. J. 1890. I. 192.

F. Zirkel, Über die Verbreitung mikroskopischer Nepheline. L. J. 1868. 716.

* Herr Zirkel meint, der Name müsse Therolith, nicht Theralith lauten. Herr Zirkel irrt: Theratolith müsste er heissen. Nun gab es aber ein Mineral Teratolith und so konnte ich die regelrechte Form nicht brauchen. Sagte ich Therolith, so musste man an $\vartheta\eta\varrho$ = Thier denken. Ich glaubte daher, die nicht ganz regelrechte, aber alterthümliche und durch Analoga in der dichterischen Sprache ($\sigma\chi\iota\alpha\pi o\delta\varepsilon\varsigma$) gestützte Form wählen zu sollen. Herr Zirkel liebt die alterthümlichen und dichterischen Formen nicht. Es thut mir leid, sein sprachliches Gefühl verletzt zu haben. Wir erhalten vielleicht noch einmal eine neue Auflage der Naumann-Zirkel'schen Elemente der Minerologie.

Unter den neovulkanischen Effusivgesteinen finden sich in nicht eben spärlicher Verbreitung solche, welche durch die Mineralcombination Plagioklas-Nephelin gekennzeichnet sind, und welche sich in der chemischen Reihe der Eruptivmagmen durch einen hohen Alkaligehalt neben geringem Gehalt an Kieselsäure auszeichnen. Diese Nephelintephrit genannten Gesteine zeigen gelegentlich Ausbildungsformen, welche durchaus den hypidiomorphkörnigen Habitus aller Tiefengesteine besitzen, aber so innig mit porphyrisch struirten effusiven Massen verknüpft sind, dass eine strenge Scheidung nicht durchführbar scheint, dass man jene vielmehr als eine im Ganzen untergeordnete Facies dieser betrachten muss. Dass echte Tiefengesteine, stockförmige oder in Intrusivlagern auftretende, von analoger Zusammensetzung vorkommen würden, liess sich mit einiger Sicherheit vermuthen. Man hat mehrere Male geglaubt, diesen Typus sicher nachgewiesen zu haben und hat sich später überzeugen müssen, dass dieser Nachweis nicht über jeden Widerspruch erhaben war. Nun hat gelegentlich der Transcontinental Survey J. E. Wolff in den aufgerichteten Kreidesandsteinen der Crazy Mountains in Montana in den Vereinigten Staaten Gesteine aufgefunden und sorgfältig beschrieben, welche bei durchaus hypidiomorphkörniger Structur, wie sie nur echten Tiefengesteinen als Regel zukommt (Lossen würde sie eugranitisch nennen), dem Bestande nach wesentlich durch die Mineralcombination Nephelin-Plagioklas charakterisirt scheinen. Wolff sagt über das Vorkommen, dass sie in saigeren Gängen von einigen bis mehreren Fuss Mächtigkeit, als intrusive Lagergänge und als grosse lenticuläre Lager (Lakkolithe), welche im Liegenden und Hangenden ausgezeichnete Contactmetamorphosen hervorgebracht und Fragmente der liegenden und hangenden Schiefer aufgenommen haben, auftreten. Einzelne Lager erreichen bis über 300 Fuss Mächtigkeit und gewöhnlich liegen mehrere, durch dünne Schieferschichten getrennte Lager übereinander, die in ihrer Gesammtmächtigkeit 500—600 Fuss erreichen können. Sie sind zusammen mit den Schichten gefaltet worden. Mit ihnen alterniren oft ähnliche Lakkolithe von weissen, holokrystallinen „Andesiten“. Ich schlage für dieselben den Namen Theralithe vor (von θηρᾶν eifrig suchen) in Anspielung darauf, dass sie eine erwünschte Vervollständigung der Reihe der plutonischen oder Tiefengesteine darstellen. Man wolle jedoch weniger in der Anwesenheit eines Plagioklas neben Nephelin, als vielmehr in der Vorherrschaft der farbigen Gemengtheile das

Charakteristische dieser Gruppe im Gegensatz zu verwandten Gesteinen sehen. Die Menge des Feldspaths ist überhaupt gering und nur ein Theil desselben und keineswegs ein grosser Theil gehört zum Plagioklas. In einem von Weed und Pirsson beschriebenen Typus fehlt sogar eigentlicher Plagioklas ganz. Chemisch sind diese Theralithgesteine durch reichliche Anwesenheit der R Si- und R_2 Si-Kerne, nicht des $CaAl_2Si_4$-Kernes neben dem Kerne (Na K) $AlSi_2$ charakterisirt (H. Rosenbusch, Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. T. M. P. M. 1889. XI. 144).

Ich lege der Schilderung wesentlich die Beschreibung Wolff's zu Grunde. Diese Montana-Theralithe sind z. Th. recht grobkörnige Gesteine von grauer Gesammtfarbe, welche bei Abnahme des Korns dunkler bis fast schwarz wird. In den grobkörnigen Abarten erkennt man mit blossem Auge bis zu 7 mm lange Augitprismen, tafelförmige Krystalle von Biotit, Feldspath und Nephelin. Einige Vorkommnisse lassen auch rostbraune Olivinkrystalle wahrnehmen. Unter dem Mikroskop lässt sich bestimmen, dass nächst den im Ganzen spärlichen Erzen und dem Apatit der Olivin, der Biotit und Augit die ältesten Gemengtheile sind. — Der Olivin ist keineswegs allenthalben vorhanden und spielt überhaupt die Rolle eines accessorischen Gemengtheils. Derselbe bildet Körner, welche offenbar chemisch durch partielle Resorption deformirte Krystalle sind; damit steht es auch im Einklange, dass er vorwiegend als Einschluss in, oder doch theilweise umhüllt von Biotit vorkommt. Letzterer hat z. Th. die Form scharf hexagonaler Krystalltafeln, z. Th. ist auch er mehr oder weniger durch Resorption deformirt. In manchen Handstücken ist der Rand dieser Tafeln intensiver gefärbt, als das Centrum, seltener sieht man auch im Centrum einen tiefer gefärbten Fleck, so dass eine Zonenstructur deutlich hervortritt. Die Farbe im durchfallenden Lichte ist rothbraun bei starker Absorption in normaler Orientirung. Die Neigung der Bissectrix gegen die Normale auf (001) ist beträchtlich genug, um im Dünnschliffe eine Auslöschungsschiefe der Querschnitte gegen die Spaltrisse von mehreren Graden erkennen zu lassen. Dieses, bei nephelinreichen Gesteinen oft zu beobachtende, Verhalten erleichtert in Verbindung mit der einigermassen verschiedenen Absorption der parallel und senkrecht zur Symmetrieaxe schwingenden Strahlen die Wahrnehmung der in diesen Gesteinen sehr verbreiteten Zwillingsbildung des Glimmers nach dem von Tschermak definirten Gesetze. Der Axenwinkel des Glimmers schwankt einigermaassen, wird

aber nie sehr gross, wohl kaum je über 30°, doch liegen genaue Messungen nicht vor. — Der im durchfallenden Lichte ganz hellgrüne bis fast farblose Augit ist am vollkommensten idiomorph von den eisenhaltigen Gemengtheilen und zeigt die Diopsidformen; die Spaltbarkeit nach (110) ist sehr deutlich, andere Blätterdurchgänge fehlen. Das optische Verhalten ist normal. An Einschlüssen ist der Augit stellenweise recht reich, dieselben bestehen aus Apatit, Magnetit, Biotit und Gesteinsglas. Zonare Structur kommt gelegentlich recht deutlich vor. In den meisten Schliffen haben fast alle Augite einen tiefgrünen, stark pleochroitischen Rand, welchen man sehr leicht für Hornblende halten kann, und welcher anfangs auch dafür gehalten wurde; er ist meistens so schmal, dass man den Verlauf der Spaltrisse in Querschnitten in diesem dunkelgrünen Rande nicht zu verfolgen vermag. Bei Prüfung mit dem Quarzkeil erkennt man jedoch, dass die der Prismenaxe zunächst gelegene Elasticitätsaxe (ihre Neigung gegen c ist sehr gering) a ist, nicht c, wie dieses an Hornblende der Fall sein müsste. Dieser Umstand deutet auf Aegirin und als solcher lässt sich dieser gelegentlich breiter werdende Rand denn auch nachweisen. In selbständigen, aber immer kleinen Krystallsäulen kommt der Aegirin ebenfalls spärlich im Gestein vor. Endlich bildet er auch divergentstrahlige Aggregate, welche sich gern an die Augitkanten und Ecken ansetzen. Es hat somit den Anschein, dass der Aegirin und gelegentlicher Aegirinaugit allenthalben von jüngerer Bildung sei, jedenfalls jünger als der Augit. — Feldspath und Nephelin bilden ein grobkörniges Aggregat, in welchem bald der Feldspath gegen den Nephelin, bald dieser gegen jenen sich idiomorph abgrenzt. Dann bildet Nephelin dicke Prismen mit deutlicher Spaltbarkeit nach Säule und Basis. In beiden treten Aegirinnädelchen als Interpositionen auf. Die Unterscheidung von Feldspath und Nephelin ist nicht immer leicht ohne Anwendung von Säuren oder von convergentem Licht. Beide wurden aus dem Gesteinspulver isolirt und chemisch geprüft, auch der Nephelin mehrfach im Dünnschliff durch Tinction und Nachweis der Einaxigkeit constatirt. Der Feldspath bedarf noch an reichlicherem Material wiederholter Prüfung. Derselbe zeigte verhältnissmässig selten die Viellingsstreifung und dann ist diese meistens sehr zart; Zwillingshalbirung ist häufiger. Dass jedoch der Feldspath nicht Orthoklas, oder doch seiner Hauptmasse nach nicht Orthoklas sei, wurde durch das specifische Gewicht und mikrochemische Reactionen am isolirten Pulver nachgewiesen. Der-

selbe ist z. Th. sicher ein Kalknatronfeldspath. Nun fällt es aber auf, dass bei demselben eigentlich nie die Leistenform typisch entwickelt ist, dass, wo die Krystallform überhaupt erkennbar ist, sie kurzrectanguläre Schnitte liefert und dass nach dem Grade der Doppelbrechung wahrscheinlich zwei Feldspathe vorkommen, deren einer in seinem Habitus lebhaft an Anorthoklas erinnert. — In manchen Gesteinen sind Feldspath wie Nephelin überaus frisch, oder doch nur an den Spaltrissen wenig getrübt; in anderen Vorkommnissen zeigen sie eine mehr oder weniger vorgeschrittene Kaolinisirung und Zeolithisirung und zwar ist Analcim besonders häufig nachweisbar; in einem Gestein von dem Südende der Three Peaks sind die beiden Mineralien nicht mehr erkennbar, sondern in Zeolithaggregate umgewandelt. — In dem Feldspath wie im Nephelin eingewachsen sind Mineralien der Sodalithgruppe allgemein und oft recht reichlich vorhanden; sie sind meistens vollkommen idiomorph, selten sind ihre Kanten und Ecken gerundet. Bald ganz wasserhell, sind sie in andern Fällen trübe durch reichliche Interpositionen ganz wie im Gestein des Katzenbuckels, oder in Zeolithe umgewandelt. In einem Gestein, 2 Meilen SW. von Martinsdale fand sich dieses Sodalithmineral eingewachsen in Nephelinkrystallen, die ihrerseits in Feldspath eingewachsen waren. Nach mikrochemischen Reactionen und Bauschanalysen ist dieses Mineral bald Sodalith (Rock Creek), bald Hatüyn (Martinsdale). — Titanit ist nur spärlich und in wenigen Gesteinen (Martinsdale und im Quellgebiet des Muscleshell River) vorhanden.

In einer porphyrischen Varietät besteht die Grundmasse aus leistenförmigem Feldspath, der nach seinem sp. G. z. Th. zu Plagioklas, zu kleinerem Theile auch zu Sanidin gehört, und aus Nephelin, welcher die keilförmigen Räume zwischen den Feldspathen ausfüllt. — Die Structur dieser porphyrischen Facies ist durchaus lamprophyrisch.

Wie oben (S. 249) bereits angegeben, gehen die Essexite vom Friedhofe am Mount Royal bei Montreal durch Aufnahme von Nephelin in Theralithe über. Herr Harrington zeigte mir vor Jahren schon Dünnschliffe von diesem Fundort, welche in vollendeter Ausbildung den Theralithtypus darstellen. Nun hat auch Lacroix dieses Massiv untersucht und findet, dass die Zusammensetzung desselben zwischen einem olivinfreien und olivinführenden „Diabas“ einerseits und granitoidem „Teschenit“ ohne oder mit Olivin die verschiedenen Übergangsformen repräsentirt. Er nennt das eine

Endglied Diabas, weil sein Pyroxen keine Theilbarkeit nach (100) zeigt; dasselbe hat jedoch keine Diabas-, sondern ächte Tiefengesteinsstructur. Die Theralithfacies desselben, sein Teschenit, führt Nephelin und Sodalith, die jünger sind als Feldspath. Die auch schon von Adams gelegentlich in seiner Anorthosit-Studie erwähnte primäre Mörtelstructur (Brögger's Protoklasstructur) hat auch Lacroix beobachtet. Der Mörtel besteht aus einem allotriomorphkörnigen Gemenge von Plagioklas und Augit.

Nach Hackman und Ramsay bildet Theralith auf dem westlichen der beiden Pässe, die das Thal des Tachtarwum im Umptek nach N. abschliessen, eine bedeutende Masse parallel der Bankung des Eläolithsyenit. Der Theralith ist mittel- bis grobkörnig bei im Allgemeinen dunkler Farbe. Idiomorphe Augite in grossen Individuen bilden 66—75 % des Gesteins, der Rest besteht aus saurem Plagioklas und Nephelin, nebst etwas Titanit, brauner Hornblende, Biotit, Apatit, Eisenerzen, Sodalith und secundären Zeolithen. Der Augit ist fleischroth mit grünen Rändern und wird oft von brauner, barkevikitischer Hornblende in paralleler Stellung randlich umwachsen. Biotit ist seltener, drängt sich aber dann gern zu Schalen zusammen, die einen aus brauner Hornblende, Eisenerz, Augitkörnern und gelegentlichem Titanit bestehenden Kern einschliessen. Hackman betont mit Recht, dass diese Dinge aussehen, als wären sie durch Resorptionsphänomene aus Augit entstanden. Es ist dieselbe Erscheinung, die oben (S. 247) vom Essexit beschrieben wurde, und es liegen thatsächlich Umbildungen von Olivin vor. — Feldspath ist reichlicher als Nephelin; er hat nur undeutliche Zwillingsbildung, aber das sp. G. 2,58—2,65 und bildet angenähert idiomorphe Leisten. Orthoklas fehlt. Ich beobachtete jedoch sehr kleine Mengen von Mikroklin. Das Gestein ist durchaus analog dem nephelinführenden Vorkommen von Montreal.

Es ist nicht widerspruchslos nachweisbar, dass die nicht ophitisch struirten, durch das Zusammenauftreten von tiefbraunem Amphibol und grünem oder violettem, oft sehr stark pleochroitischem und die sanduhrförmigen Wachsthumsformen zeigenden Augit und ihren hohen Analcimgehalt charakterisirten Glieder der Teschenitgruppe in der schlesisch-mährischen Kreideformation hierher zu rechnen sind. Diese Gesteine unterscheiden sich von den mit ihnen geologisch nahe verbundenen, nur augitführenden, diabasisch-körnig struirten und später bei den Ophiten zu erwähnenden Gesteinen ganz wesentlich durch die Structur, welche, von gelegentlichen oder

nicht seltenen porphyrischen Facies abgesehen, derjenigen der Theralithe ähnelt. Hornblende und Augit, sehr oft regellos oder wohl noch häufiger parallel mit einander verwachsen, sind meistens vollkommen, immer so weit gegenüber dem Feldspath idiomorph begrenzt, dass an ihrer früheren Ausscheidung nicht wohl zu zweifeln ist. Biotit gesellt sich bisweilen zu ihnen. Apatit pflegt recht reichlich, Titanit als primärer Gemengtheil nur spärlich, als Leukoxen allgemein vorhanden zu sein. Der Augit ist älter als die Hornblende, wo man deren relatives Alter überhaupt bestimmen kann; es vertritt also hier die nach Rohrbach's Untersuchungen über 3 % Alkalien haltende Hornblende gewissermaassen die Rolle des Aegirin in den Montana-Gesteinen und ist ident mit der barkevikitischen Hornblende von Montreal und vom Umptek. Die relativen Mengen von Amphibol und Pyroxen schwanken einigermaassen gegen einander und ebenso ihre Gesammtmenge gegen diejenige der feldspathigen Gemengtheile, wobei zugleich die Idiomorphie aller Gesteinscomponenten um so grösser zu werden scheint, je kleiner die Menge des Pyroxens und Amphibols ist. Unter den farblosen Gemengtheilen ist zunächst ein gestreifter Feldspath bemerkbar, dessen Individuen im Allgemeinen nicht die schmale und lange Leistenform, sondern mehr gedrungene Formen besitzen, höchstens etwa doppelt so lang als breit werden. Dieselben scheinen meistens einem basischen Plagioklas anzugehören; eine Zonarstructur ist sehr verbreitet und das optische Verhalten dieser verschiedenen Zonen deutet auf eine nach aussen hin zunehmende Acidität der Feldspathsubstanz. Gegen Augit und Amphibol ist der Feldspath durchweg allotriomorph; dagegen grenzt er sich nicht eben selten idiomorph gegen den zweiten wesentlichen farblosen Bestandtheil, den Analcim ab. Rohrbach nimmt an, dass dieser Analcim wesentlich dem Feldspath seine Entstehung verdanke, während frühere Beobachter, so auch ich, der Ansicht waren, im Nephelin sei das Muttermineral des Analcim zu suchen. Das Argument, welches man für diese Ansicht aus der mit der Quantität des Analcims abnehmenden Menge des Nephelins glaubte entnehmen zu können, ist nach Rohrbach's Untersuchungen hinfällig geworden. Immerhin bleibt es schwer erklärlich, dass die Zeolithisirung eines kalkreichen Feldspaths nahezu ausschliesslich zu Natronzeolithen führen sollte, und nächst dem Analcim ist Natrolith der herrschende Zeolith. Nimmt man an, dass bei der Verwitterung dieser Gesteine nicht Alkalien zugeführt wurden — die Erfahrung lehrt ja, dass das Umgekehrte

die Regel ist —, dann lassen sich die Bauschanalysen dieser Felsarten in keiner Weise auf ein ursprüngliches Gemenge von Augit, Hornblende und Labradorit oder Anorthit berechnen. Die relativen Mengen der Alkalien und Kieselsäure legen die Annahme des Nephelins als ursprünglich vorhandenen Gemengtheils recht nahe. — Es muss erwähnt werden, dass es unter den Ganggesteinen der Camptonitreihe einen gewissen Typus in Nordamerika giebt, der bei sehr nahezu gleicher chemischer Zusammensetzung ebenfalls keinen Nephelin, aber allerdings auch mehr oder weniger Analcim führt, und dessen Structur mit derjenigen der feldspatharmen Teschenite manche Ähnlichkeiten hat. Selbst die von Rohrbach erwähnte centrale Füllung der Hornblende mit Gesteinsgrundmasse kehrt bei ihnen wieder. — Eine sichere Entscheidung über die systematische Stellung dieser mährischen Teschenite wird man erst nach dem Auffinden frischer und unzersetzter Varietäten treffen können. Die bisher untersuchten Vorkommnisse (Rohrbach untersuchte deren etwa 40; den obigen Bemerkungen, soweit sie nicht Rohrbach's Aufsatz entnommen sind, liegen nur Gesteine von Marklowitz und Söhla zu Grunde) sind voll von chloritischen Zersetzungsproducten des Augits und der Hornblende und voll von Calcit, der z. Th. vielleicht dem Nebengestein entstammt, da in Handstücken von Söhla Einschlüsse von Kalkstein häufiger zu beobachten sind.

Macpherson beschreibt unter dem Namen Teschenite als Bezeichnung für Plagioklas-Nephelingesteine gewisse geologisch mit Gang-(?)Diabasen eng vergesellschaftete Eruptivmassen aus der Kreide Portugals, welche bei Cezimbra, Fonte da Bica und Casaes do Callado vorkommen und viel Ähnlichkeit mit den mährisch-schlesischen Tescheniten in der mineralogischen Zusammensetzung und in der Structur zeigen. Rohrbach, welcher das Gestein von Cezimbra ebenfalls studirte, konnte auch hier keinen Nephelin finden und leitet auch hier den Analcim von dem Plagioklas ab, wie auch Macpherson z. Th. schon gethan hatte. Nach meinen Erfahrungen lässt sich aus dem letztgenannten Vorkommen kein sicherer Anhalt für den Ursprung des Analcims gewinnen. — Etwas anders liegen die Verhältnisse bei einem gleichfalls von Macpherson bereits beschriebenen Gestein von Forte de Alqueidam bei Sobral. Dasselbe enthält keinen Amphibol, sondern als eisenhaltigen Gemengtheil neben den Erzen nur einen ziemlich hellgefärbten Augit, der sich dem Feldspath gegenüber z. Th. idiomorph, z. Th. allotriomorph verhält und in grossem Maassstabe zu Chlorit umgewandelt

erscheint. Der Feldspath dieses Gesteins bildet z. Th. lange schmale Leisten mit deutlicher Lamellirung, z. Th. kurz rectanguläre Krystalle mit sehr schwacher Doppelbrechung und meistens sehr feiner Zwillingsstreifung, vielfach auch ganz ohne solche. Beiderlei Feldspathe ragen stets mit idiomorpher Begrenzung in den Analcim hinein, der auch hier, wie so oft, anomale Anisotropie zeigt. Wäre auch dieser Analcim, was schon z. Th. wegen des Erhaltungszustandes der Feldspathe wenig wahrscheinlich ist, aus den Feldspathen des Gesteins entstanden, so müsste man annehmen, dass das Gestein im frischen Zustande eine sehr stark poröse Structur besessen habe. Die Structur des Gesteins und die Form des Auftretens des Analcims erklärt sich leichter bei der Annahme, dass er aus Nephelin entstanden sei. Immerhin muss auch hier die Stellung und ursprüngliche Zusammensetzung des Gesteins zweifelhaft bleiben.

Tschermak hat kaukasische Gesteine aus der Gegend von Kutais und Kursewi, welche in unterjurassischen Schichten auftreten, aber jünger sind als diese, zu den „Tescheniten“ gestellt. Er fand sie zusammengesetzt aus Plagioklas, Analcim, Apatit, Augit in allotriomorpher Gestaltung, Magnetit, Pyrit, gelbbraunem Chlorophaeit, welcher als aus Olivin entstanden anzusehen wäre, Nephelin und einem bräunlichen Mineral in der Form von radial gestellten Blättchen. Rohrbach, der theils dieselben, theils verwandte kaukasische Gesteine von Opurtschketi, Tschikisinta und Idumala bei Tamaruzvuli untersuchte, konnte auch hier den Nephelin nicht auffinden und leitet auch hier den Analcim von Feldspath ab. Er giebt an, dass diese Gesteine mit den ophitisch struirten Eruptivmassen der schlesischen Kreide nur geringe, mit den übrigen typischen Tescheniten gar keine Ähnlichkeit haben.

Doelter hat ein Gestein aus den älteren Eruptivmassen unfern des Hafens von S. Vicente auf den Capverde-Inseln als Diabas beschrieben, welches seiner Bauschanalyse nach auffallend an die „Teschenite“ erinnert. Dasselbe entspricht auch nach der Beschreibung etwa den hornblendeärmeren Tescheniten der schlesischen Kreide. Trotz eines Gehalts von 9 % Alkalien gegen 39,6 % SiO_2 wird in dem Gestein weder Nephelin noch Analcim als Gemengtheil angegeben.

Weed und Pirsson beschreiben soeben den oben S. 123 erwähnten, von Lindgren besprochenen Sodalithsyenit von Square

Butte in Montana. Derselbe bildet einen Lakkolithen, welcher kuppelförmig von einer plattig abgesonderten Schale eines dunklen Gesteins eingehüllt wird, welches sie Shonkinit nennen und als ein randliches basisches Spaltungsproduct eines ursprünglich einheitlichen Magmas betrachten, dessen centraler Theil als elaeolithsyenitähnlicher Alkalisyenit ausgebildet ist, eine höchst erwünschte Bestätigung der oben mehrfach entwickelten Anschauungen. Der Übergang vom Shonkinit zum Sodalithsyenit ist ein sehr rascher und vollzieht sich in einer sehr schmalen Mischzone.

Der Shonkinit ist ein hypidiomorphkörniges, grauschwarzes Gestein, welches aus herrschenden idiomorphen Augitprismen und unregelmässig begrenzten, poikilitisch durchwachsenen Biotitlappen besteht, deren Zwischenräume von farblosen Gemengtheilen erfüllt werden. Mikroskopisch erkennt man Apatit (in kurzen kräftigen Prismen, oft pleochroitisch mit E blassstahlblau, O blasslederbraun) als ältesten Gemengtheil und etwas Olivin (bisweilen blassgelb und schwach pleochroitisch, gelegentlich randlich zu eisenreichen Substanzen verwitternd). Der Biotit ist fast einaxig, braun, ohne merkliche Neigung der Bissectrix zur Normalen auf (001), zum Meroxen gehörig; randlich um denselben und um Olivin findet sich ein einaxiger, grüner bis farbloser Biotit ohne Pleochroismus, der allmählich in den braunen übergeht. — Der Augit hat die Form, die Zwillingsbildungen und sonstigen Eigenschaften, wie im Theralith, auch gelegentlich dessen schmale Mäntel von Aegirin oder Aegirinaugit. Dieser Augit macht 50 % des Gesammtgesteins aus. Der herrschende Feldspath ist allotriomorpher Sanidin, bisweilen braun bestäubt, mit Glaseinschlüssen; der optische Axenwinkel ist klein, bis 0°. Er ist bisweilen mit einem für Anorthoklas gehaltenen Feldspath durchwachsen, der auch selbständig vorkommt. Der Feldspath nimmt auch wohl angenäherte Leistenform an und diese Leisten ordnen sich bisweilen roh radial. — Albit kommt in geringen Mengen vor. — Nephelin wurde chemisch nachgewiesen, ist aber sehr selten. Ebenso treten Cancrinit und Sodalith accessorisch auf. Als Zersetzungsproducte finden sich kleine Mengen von Zeolithen.

Die Structur ist typisch hypidiomorphkörnig.

Der Shonkinit gehört zur Theralithgruppe und unterscheidet sich vom eigentlichen Theralith mineralogisch durch die Herrschaft des Orthoklas unter den farblosen Gemengtheilen, chemisch durch die Herrschaft des Kalium über Natrium.

I. h. Die Familie der Ijolithe.

Literatur.

V. Hackman, Petrographische Beschreibung des Nephelinsyenits vom Umptek und einiger ihn begleitenden Gesteine. Fennia. XI. No. 2. Helsingfors 1894 und Kuopio 1894.

W. Ramsay und Hugo Berghell, Die Gesteine von Jiwaara in Finland. G. F. i Stockholm Forhdlg. 1891. XIII. 300.

E. E. Wiik, Undersökning af elaeolit-syenit från Jiwaara i Kuusamo. Finska Vet. Soc. Förh. 1885. XXV.

Vom Berge Jiwaara im Kirchspiel Kuusamo im nördlichen Finland beschrieb Wiik als Elaeolithsyenit ein Gestein, welches nach seiner Schilderung viel mehr den Nepheliniten nahe stehen musste, als den Elaeolithsyeniten, wie schon in der 2. Auflage dieses Buches S. 781 erwähnt wurde. Dieses Vorkommen, welches im Bereich eruptiver Granite und Syenite liegt, die von krystallinen Schiefern umringt werden, wurde von Ramsay und Berghell genauer untersucht und als Ijolith in die Literatur eingeführt.

Der Ijolith ist ein mittelkörniges, stellenweise grobkörniges und dann an Jiwaarit (Titanmelanit) reicheres, am Westabhang des Berges durch fluidale Anordnung der Pyroxene gestreckt erscheinendes Gestein von typisch hypidiomorphkörniger Structur. Es stimmt durchaus in allen wesentlichen Punkten überein mit den als Nephelinite bekannten grobkörnigen Theilen der Nephelinbasalte vom Katzenbuckel, von Löbau, Meiches u. a. O.

Der Nephelin und Pyroxen sind etwa zu gleichen Theilen vorhanden. Der Nephelin bildet isometrische, aber allotriomorphe Körner, die nur selten Andeutungen von krystallographischer Begrenzung zeigen. — Der Pyroxen ist idiomorph in dicktafelförmigen Individuen nach (100) mit den Flächen (110) ($\bar{1}11$) (001); (010) ist meistens schmal, fehlt auch wohl ganz, wie bei den Theralithen. Er ist zonar gebaut; auf einen hellgelben Kern folgt eine grüne Hülle ohne scharf

idiomorphe Abgrenzung, während doch eine vielfach wiederholte zonare Schalenbildung unabhängig von dieser Farbenverschiedenheit erkennbar ist. Die grüne Schale hat in ihren äussersten Theilen die Eigenschaften eines Na-armen Aegirinaugits und ist eben deshalb bisweilen lappig gegen Nephelin ausgefranst. — Apatit ist reichlich vorhanden. — Im Haupttypus kommt Jiwaarit nur spärlich vor, in grosskörnigen Abarten reichlicher; er ist allotriomorph gegen Pyroxen und auch sonst oft ohne idiomorphe Begrenzung, mit braunvioletter Farbe durchsichtig, öfters schwach doppelbrechend. — Titanit findet sich accessorisch in ziemlicher Verbreitung. — Cancrinit füllt gern miarolitische Räume und ist oft mit Calcit vergesellschaftet.

Der Jjolith wird von schmalen Gängen und Trümern eines Gesteins durchsetzt, welches aus einem sehr feinkörnigen panidiomorphen Gemenge von Nephelin und Pyroxen besteht, in welchem reichlich grosse idiomorphe Titanite eingesprengt sind. Sie haben den Typus der elaeolithsyenitischen Titanite und umhüllen zahlreiche idiomorphe Nephelin- und Pyroxenindividuen.

In den westlichen Ausläufern des Lujaur-Urt (Halbinsel Kola) tritt grobkörniger Ijolith als mächtige Lagergänge und in breiten Gangmassen nach Ramsay im Lujaurit-Elaeolithsyenit auf und geht durch Aufnahme von Feldspathtafeln in den Lujaurit über, ein Verhältniss, welches dem zwischen Sodalithsyenit und Shonkinit in Montana entspricht.

Aus dem Umptek-Gebirge auf der Halbinsel Kola beschreibt ihn Hackman von drei Stellen (Pass Juksporr, Kaljokthal und nahe dem Imandra-See) als Lagergang zwischen den Bänken des Elaeolithsyenit und am letzten Ort als Gang im Hypersthen-Cordierithornfels. — Im Kaljokthal ist es ein feinkörniges, plattiges Gestein aus Nephelin und Augit mit etwas Biotit, Titanit, Magnetit, Analcim und Natrolith. Der Nephelin ist allotriomorph. Der Pyroxen ist Aegirinaugit mit Andeutungen von Idiomorphismus. Der Biotit bildet kleine Blättchen mit sehr kleinem Axenwinkel und $\varrho < v$. Gelegentlich umschliesst der Aegirinaugit auch Nephelin. Die Structur ist hypidiomorph- bis allotriomorphkörnig. — Am Imandra-See enthält der Ijolith kleine Mengen von Orthoklas und der Pyroxen ist normaler hellgrünlichgelber Augit, nicht Aegirinaugit. Accessorisch tritt Eisenerz, Apatit und Perowskit hinzu, letzterer reichlich, hellviolett bis grau durchsichtig, nicht ganz isotrop. Der Nephelin ist gut idiomorph in diesem Gestein.

Rückblick.

In den vorhergehenden Abschnitten ist die Beschreibung der bis heute bekannt gewordenen Tiefengesteinstypen mit thunlichster Objectivität und unter Beibehaltung der historisch gewordenen Classen Granite, Syenite, Diorite u. s. w. gegeben. Es wurde dabei jedoch an geeigneten Stellen darauf hingewiesen, in welcher Richtung die Verwandtschaften der einzelnen Typen liegen. Dabei stellte sich heraus, dass diese keineswegs mit der sogenannten mineralogischen Zusammensetzung parallel laufen. Man hat zu lange an den althergebrachten Mineral-Sammelnamen: Feldspath, Pyroxen, Amphibol u. s. w. festgehalten und sich dadurch gewöhnt, durchaus Unzusammengehöriges zu verbinden. Dadurch verschleiert man die chemisch-geologischen Gesetzmässigkeiten in der bedauerlichsten Weise und es ist nach meiner Meinung höchste Zeit, auf diesem falschen Wege Halt zu machen. Aegirin und Diopsid sind gewiss beide Pyroxene, aber Aegirin- und Diopsidgesteine sind himmelweit verschiedene Dinge; das Gleiche gilt für andere Gruppen.

Ich bin bemüht gewesen, durch eine Reihe eigener Aufsätze und durch Arbeiten meiner Schüler diese Verhältnisse zum Bewusstsein der Petrographen und Geologen zu bringen und machte in der zweiten Auflage dieses Buchs den Anfang mit der Aufstellung getrennter Typen in den sogenannten Gesteinsclassen. In dieser dritten Auflage bin ich darin wieder einen Schritt weiter gegangen. So leicht es gewesen wäre, eine gründliche Umgestaltung vorzunehmen, so verbot sich das doch durch die ganze Anlage dieses Buchs, welches absichtlich auf die Hereinziehung chemischer Verhältnisse und geologischer Darstellungen verzichtet. Es schien mir aber auch, dass es heilsamer sei, die Nothwendigkeit einer Änderung zunächst in möglichst vielen Fachgenossen zu lebhaftem Bewusstsein zu bringen. Dann wird eine Reform von selbst kommen, während ein vereinzeltes Vorgehen von meiner Seite den Charakter einer Revolution annehmen könnte und Revolutionen sind immer gefährliche Vorgänge.

Um das Verständniss der folgenden Gesteinsgruppen gewinnen zu können, muss man sich aus den Tiefengesteinen das Verhältniss klar machen, dass wir drei Hauptgesteinsreihen haben, die ich am einfachsten nach den Darlegungen in meinem Aufsatze „Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine", T. M. P. M. 1889. XI. 144, dahin charakterisire, dass in der ersten der Kern $(Na\,K)\,Al\,Si_2$

die entschiedene Herrschaft hat; ihm schliesst sich eine Nebenreihe an, in welches dieser Kern in reichlicher Weise mit den Kernen R Si und R_2 Si gemischt ist. Diese beiden Reihen umfassen also die foyaitischen (ε) und theralithischen (ϑ) Magmen. Zu ihnen gehören die Gesteinsreihe:

Alkaligranit, Alkalisyenit (Nordmarkit, Pulaskit, Albanytypus, Åkerit, Laurvikit u. s. w.), Elaeolithsyenit und Leucitsyenit mit der Nebenreihe Essexit, Theralith, Shonkinit und Ijolith. Alle Glieder dieser Reihen sind durch die allmähligsten und häufigsten Übergänge verbunden und erscheinen oft zu geologischen Einheiten zusammengesetzt. Man kann sie kurz die foyaitischen Reihen nennen.

Die zweite Reihe ist charakterisirt durch die Mischung der Kerne (Na K) Al Si_2 und Ca Al_2 Si_4, von denen der erste zu herrschen pflegt, der zweite in zunehmender Menge eintritt, wie die Kieselsäure abnimmt. Sie umfasst die granitodioritischen Magmen (δ) und ich nenne diese Gesteine die granitodioritische Reihe. Ihr gehören die gewöhnlichen Granitgesteine (Granitite, Amphibolgranite und Pyroxengranite), die Syenite (Erzenbach-Typus, Plauenscher Grund-Typus und Gröba-Typus) und die Gesammtheit der Quarzdiorite und Diorite an.

Die dritte Reihe zeigt stark abnehmende Menge des Kernes (Na K) Al Si_2 bei Zunahme des Kernes Ca Al_2 Si_4 und gleichzeitigem reichlicheren Eintritt der Kerne R Si und R_2 Si, durch deren weiteres Anschwellen auch der Kern Ca Al_2 Si_4 allmählig verdrängt wird. Sie umfasst also die Gabbro-Magmen (ψ) und die peridotitischen Magmen (π). Zu ihr gehören die bunte Reihe der Gabbro, der Peridotite und Pyroxengesteine und ich nenne die Gesammtheit derselben die Gabbro-Peridotit-Reihe.

Diese drei Reihen sind geologisch am strengsten dadurch als natürliche Reihen gekennzeichnet, dass jede derselben eine eigene Gefolgschaft polar gegliederter Ganggesteine besitzt, welche niemals und nirgends, soweit wir Kunde haben, in eine fremde Gesellschaft übertreten, sondern allenthalben und stets als getreues Gefolge innerhalb der Sippe bleiben.

II. Classe: Ganggesteine.

Literatur.

H. Rosenbusch, Mikroskop. Physiographie der massigen Gesteine. 2. Aufl. Bd. II. Stuttgart 1887.
— Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. T. M. P. M. 1890. XI. 144.
— Über Monchiquit, ein camptonitisches Ganggestein aus der Gefolgschaft der Elaeolithsyenite. Ibid. 1890. XI. 445.
— Über Structur und Classification der Eruptivgesteine. Ibid. 1891. XII. 351.

Als Ganggesteine sind hier nur solche Eruptivmassen aufgeführt, welche als selbständige geologische Körper nach dem augenblicklichen Stande unserer Erfahrungen nur in typischer Gangform und im Vergleich zu den Tiefengesteinen geringer Masse des einzelnen Gesteinskörpers auftreten. Es ist dabei gleichgültig, ob die Gänge saiger stehen, oder unter irgend einem Winkel gegen den Horizont von 0^0—90^0 geneigt sind. Lagergänge sind auch Gänge. — Sowenig bei den Tiefengesteinen der Ort als solcher für die Entwicklung des Eruptivmagmas zu einem Tiefengestein bestimmend ist, sondern vielmehr die an den Ort gebundenen Druck- und Temperaturverhältnisse, ebensowenig ist es die Gestalt des Gangraumes als solche, welche dem sich verfestigenden Magma den Charakter eines Ganggesteins verleiht, sondern die mit diesem Raum verbundenen Verfestigungsbedingungen von Druck, Temperatur und geringer Gesteinsmasse. Man kann diesem Verhältniss Ausdruck geben, indem man sagt: bei einem Tiefengestein zeigt sich die Einwirkung des Nebengesteins bezüglich der structurellen Entwicklung nur in den randlichen Theilen, bei einem Ganggestein durch die gesammte Masse desselben und zwar symmetrisch zu der den Gang halbirenden Fläche, welche der Gangwand parallel ist.

Nun aber liegt das Charakteristische der Ganggesteine nicht nur in einem oder mehreren, auf sie beschränkten Structurtypen;

vielmehr sind die Ganggesteine in gewissen und zwar in den wichtigsten ihrer Glieder auch stofflich verschieden von den Tiefengesteinen. Die Tiefengesteine tragen die Bedingungen ihrer stofflichen Natur — abgesehen von den alle stoffliche Differentiation der geologischen Massen beherrschenden Gesetzen — in sich selbst; sie sind in gewissem Sinne souverän oder autonom. Die stoffliche Natur der wichtigsten Ganggesteine ist dagegen bedingt, nicht durch diese selbst, sondern durch gewisse Tiefengesteine, an die sie gebunden sind und ohne die sie nicht sein würden. Sie sind nicht autonom, sondern sie bilden eine Gefolgschaft gewisser Tiefengesteinsgruppen, von denen sie sich nicht lösen können*. Sie entstammen nicht eigenen Magmen, sondern sie sind Spaltungsproducte jener Tiefengesteinsmagmen, und eben weil sie dieses sind, treten sie in gewissermaassen polar geschiedenen Typen auf, die sich einander zum Tiefengestein ergänzen. — Nach diesen Beziehungen zerfallen die Ganggesteine naturgemäss in drei Gruppen:

1. Die Gefolgschaft der granitodioritischen Tiefengesteine.
2. Die Gefolgschaft der foyaitischen und theralithischen Tiefengesteine.
3. Die Gefolgschaft der gabbroperidotitischen Tiefengesteine.

Die Zugehörigkeit der einzelnen Ganggesteine zu einer der obigen Gruppen giebt sich kund sowohl in dem mineralogischen und chemischen Bestande derselben, wie in ihrer geologischen Gebundenheit an die betreffenden Tiefengesteine und in sehr vielen Fällen auch darin, dass sie als randliche Facies derselben gelegentlich oder häufig auftreten.

Es liegt in der Natur der Sache, dass die Ganggesteine im Allgemeinen nicht dieselbe Gleichartigkeit des Habitus und der Structur besitzen, welche die Tiefengesteine gemeinschaftlich kennzeichnet. Die durch ihre geologische Erscheinungsform bedingte Mannichfaltigkeit der krystallinen Entwicklungsbedingungen ist

* Diese Abhängigkeit würde nicht zum Ausdruck kommen, wollte man einseitig den structurellen Charakter der Ganggesteine betonen und sie hypoabyssische Gesteine nennen (Brögger, Die Eruptivgesteine des Christianiagebietes. I. Die Gesteine der Grorudit-Tinguáit-Reihe. 1894. 123). Dieser Name würde sehr zutreffend die granitporphyrische Reihe der Ganggesteine charakterisiren, nicht aber zugleich die aplitische und die lamprophyrische Reihe. In der Bezeichnung Ganggesteine und Ganggefolgschaft, welche ich gewählt habe, kommt diese Abhängigkeit des Bestandes von einem autonomen Tiefengestein klar zum Ausdruck.

hierzu eine zu grosse. Wenn man jedoch — und in der Behandlung der Gesteinswelt ist das unbedingt nothwendig, damit man nicht in Unnatur verfalle — nicht haarspalten will, so kann und muss man nach Habitus, Structur und Bestand drei wohl unterscheidbare Typen auseinander halten.

Als granitporphyrische Reihe oder granitporphyrischen Typus bezeichne ich jene Ganggesteine, welche den Bestand der Tiefengesteine in Verbindung mit holokrystallin-porphyrischer und zumeist mit grob holokrystallin-porphyrischer Structur besitzen, bei welcher in hervorragender Weise die farblosen Gemengtheile in wiederholter Generation auftreten.

Als aplitische Reihe oder aplitischen Typus bezeichne ich jene Ganggesteine, welche sich im Bestande durch Vorherrschen des Alkalikernes (NaK) $AlSi_2$ bezw. des entsprechenden Kernes $CaAl_2Si_4$ und auffallendes Zurücktreten der Al-freien Kerne, structurell bei feinem Korne durch herrschend panidiomorphe Ausbildung kennzeichnen, die allerdings vielfach in die holokrystallin-porphyrische übergeht, sie aber nur selten charakteristisch aufweist. Die Farben sind hell oder grün. — Eine Unterabtheilung dieser Reihe bilden die pegmatitischen Ganggesteine trotz ihres so vollständig abweichenden Habitus.

Als lamprophyrische Reihe oder lamprophyrischen Typus bezeichne ich jene Ganggesteine, welche sich im Bestande durch starkes Hervortreten der Al-freien Kerne RSi und R_2Si neben dem Alkalikern (NaK) $AlSi_2$ bezw. neben dem Kern $CaAl_2Si_4$, structurell durch feines Korn und panidiomorphkörnige oder durch holokrystallin-porphyrische Structur kennzeichnen, bei welcher die farbigen Gemengtheile in wiederholter Generation, die farblosen nur in der Grundmasse auftreten. Hypokrystallin-porphyrische Structur ist auf eine Familie beschränkt, soweit die Erfahrungen heute reichen. Ihre Farben sind dunkel, grau bis schwarz, oder dunkelgrün in frischem Zustande.

Diese drei Typen sind bei allem Wechsel im chemischen und mineralogischen Bestande leicht und sicher von einander, sowie von den Tiefen- und den Ergussgesteinen zu unterscheiden.

II. a. Gruppe der granitporphyrischen Ganggesteine.

Literatur.

J. Baranowsky, Über die mineralogische und chemische Zusammensetzung der Granitporphyre. Z. D. G. G. 1874. XXVI. 522.

Ch. Barrois, Filons de la Rade de Brest. Bull. Soc. géol. Fr. 1886. (3.) XIV. 694.

W. S. Bayley, On some peculiarly spotted rocks from Pigeon Point, Minnesota. Amer. Journ. 1888. XXXV. 388.

— A quartz-keratophyre from Pigeon Point and Irving's augite-syenites. Amer. Journ. 1889. Jan. XXXVII. 54.

— The origin of the Soda-Granite and quartz-keratophyre of Pigeon Point, Amer. Journ. 1890. XXXIX. 273.

— The eruptive and sedimentary rocks of Pigeon Point, Minnesota, and their contact phenomena. U. S. geol. Survey. Bull. No. 109. Washington 1893.

R. Beck, Erläuterungen zur Section Sayda und Nassau der geologischen Specialkarte des Königr. Sachsen. Leipzig 1887.

Fr. Becke, Eruptivgesteine aus der Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels. T. M. P. M. 1883. V. 148 sqq.

— Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. T. M. P. M. 1893. XIII. 399 u. 433.

L. Bergeron, Note sur les roches éruptives de la Montagne Noire. Bull. Soc. géol. Fr. 1888. (3.) XVII. 54.

— Etude géologique du Massif ancien situé au Sud du Plateau Central. Paris 1889.

W. Bergt, Beitrag zur Petrographie der Sierra Nevada de Sa. Maria und der Sierra de Perijá in Columbien. T. M. P. M. 1888. X. 271.

W. C. Brögger, Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Leipzig 1890.

L. Brugnatelli, Studio petrografico di duo porfidi dioritiche dei dintorni di Rabbi (Trentino). Giorn. di min. II. fasc. 3. Pavia 1891.

L. Bucca, L'età del granito di Monte Capanne (Isola d'Elba). Giorn. Sc. nat. ed econom. Palermo. XXI. 1892.

H. Bücking, Mittheilungen über die Eruptivgesteine der Section Schmalkalden. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1887. Berlin 1888. 119.

C. von Camerlander, Zur Geologie des Granulitgebietes von Prachatitz am Ostrande des Böhmerwaldes. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1887. XXXVII. 117.

A. Cathrein, Beiträge zur Petrographie Tirols. L. J. 1887. I. 157.

C. Chelius, Beiträge zur geologischen Karte des Grossherzogthums Hessen. Notizblatt d. Ver. für Erdkunde zu Darmstadt. 4. Folge. Heft 5. 1885.

— Erläuterungen zu Blatt Messel und Rossdorf der Karte des Grossherzogthums Hessen. Darmstadt 1886. (p. 11 sqq.)

— Notizen aus den Aufnahmegebieten des Sommers 1888. Notizblatt d. Ver. für Erdkunde zu Darmstadt. 1888. (4.) IX. 30.

— Die lamprophyrischen und granitporphyrischen Ganggesteine im Grundgebirge des Spessarts und Odenwalds. L. J. 1888. II. 67.

— Das Granitmassiv des Melibocus und seine Ganggesteine. Notizblatt d. Ver. für Erdkunde zu Darmstadt. 1892. (4.) Heft 13. 1.

— Geologischer Aufnahmebericht über Blatt Neunkirchen i. O. Notizblatt d. Ver. für Erdkunde zu Darmstadt. 4. Folge. Heft 14. 1893.

K. von Chrustschoff, Über einen eigenthümlichen Einschluss im Granitporphyr von Beucha. T. M. P. M. 1885. VII. 181.

— Über ein neues typisches zirkonführendes Gestein. T. M. P. M. 1884. VI. 172.

— Note préliminaire sur la Wolhynite de Mr. d'Ossowski. Bull. Soc. min. Fr. 1885. VIII. 441.

E. Cohen, Das obere Weilerthal und das zunächst angrenzende Gebirge. Strassburg 1889.

Gr. A. J. Cole, On derived crystals in the basaltic andesite of Glasdrumman Point, Co. Down. Sc. Trans. Roy. Dublin Soc. 1894. V. 239.

Ch. Wh. Cross, Petrography of the Leadville Region in: Monograph XII. U. S. geol. Survey. Washington 1887.

P. H. Dahms, Über einige Eruptivgesteine aus Transvaal in Südafrika. L. J. B.-B. VII. 1890. 90.

K. Dalmer, Die Quarztrachyte von Campiglia und deren Beziehungen zu granitporphyrartigen und granitischen Gesteinen. L. J. 1887. II. 206.

— Erläuterungen zu Section Altenberg-Zinnwald der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1890.

— Über das Alter der Granit- und Porphyrgesteine der Insel Elba. L. J. 1894. I. 199.

W. Deecke, Der Granitstock des Elsässer Belchen in den Südvogesen. Z. D. G. G. 1891. XLIII. 839.

O. A. Derby, On nepheline rocks in Brazil. Q. J. G. S. 1887. XLIII. 457 und 1891. XLVII. 251.

C. Doelter, Zur Kenntniss der quarzführenden Andesite in Ungarn und Siebenbürgen. T. M. M. 1873. 51—106.

— Porphyrit von Lienz. T. M. P. M. 1874. 89.

— Der geologische Bau, die Gesteine und Mineralien des Monzoni-Gebirges. Jahrb. k. k. geol. R. 1875. XXV. 207.

— Über die Eruptivgebilde von Fleims, nebst einigen Bemerkungen über den Bau älterer Vulkane. S. W. A. 1876. LXXIV. 20.

L. Duparc et L. Mrazec, Le massif de Trient. Etude pétrographique. Arch. Sc. phys. et nat. Genf 1894. (3.) XXXII. No. 9.

L. Duparc et E. Ritter, Les massifs cristallins de Beaufort et Cevins. Arch. Sc. phys. et nat. 1893. Juillet. (3.) XXX. No. 7.

Arthur S. Eakle, On some dykes occurring near Lyon Mt., Clinton Co. N. Y. American Geologist. 1893. XII. 31.

H. Eck, Geognostische Beschreibung der Gegend von Baden-Baden, Rothenfels, Gernsbach und Herrenalb. Abhandl. k. preuss. geol. Landesanst. N. F. Heft 6. Berlin 1892.

Fr. Eichstädt, Om Uralitdiabas, en följeslagare till gångformigt uppträdande småländska kvartsporfyrer. G. F. i Stockholm Förhdl. 1883. VI. 709.

H. von Foullon, Über Porphyrite aus Tirol. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1886. XXXVI. 747.

— Über Quarzglimmerdioritporphyrite aus dem östlichen Kärnten. Verhandl. k. k. geol. Reichsanst. 1889. 90.

K. Futterer, Die „Ganggranite" von Grosssachsen. Mitth. Gr. Bad. geol. Landesanst. 1890. II. 23.

— Über Granitporphyr von der Griessscharte in den Zillerthaler Alpen. Ein Beitrag zur Kenntniss dynamometamorpher Structuren. L. J. B.-B. IX. 509. 1895.

Arch. Geikie, The history of volcanic action during the tertiary period in the British Isles. Trans. Roy. Soc. Edinburgh 1888. XXXV. 2.

— On the relations of the basic and acid rocks of the tertiary volcanoes of the Inner Hebrides. Q. J. G. S. 1894. L. 212.

F. Graeff, Mineralogisch-petrographische Untersuchung von Elaeolithsyeniten von der Serra de Tinguá, Prov. Rio de Janeiro, Brasilien. L. J. 1887. II. 222.

—. Studien am Montblanc-Massiv. Z. D. G. G. 1890. XLII. 601.

— Geologische und petrographische Studien in der Montblanc-Gruppe. Ber. d. naturf. Ver. Freiburg i. B. 1894. IX. Heft 2.

Ul. Sh. Grant, The geology of Kekequabic Lake in Northeastern Minnesota with special reference to an Augite Soda-Granite. Inaug.-Diss. Baltimore 1894.

P. Groth, Das Gneissgebiet von Markirch im Ober-Elsass. Strassburg i. E. 1877.

V. Hackmann, Petrographische Beschreibung des Nephelinsyenits vom Umptek und einiger ihn begleitender Gesteine. Kuopio 1894.

Arn. Hague, Abstract of report on the Geology of the Eureka District. Washington 1883.

— The geology of the Eureka District, Nevada. U. S. Geol. Survey Monographs. Vol. XX. Washington 1892.

A. Harker, Petrological notes on rocks from the Cross Fell Inlier. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 512.

— Carrock Fell: a study in the variation of igneous rockmasses. II. The Carrock Fell granophyre. III. The Grainsgill Greisen. Q. J. G. S. 1895. LI. 125.

Fr. H. Hatch, Memoir on sheets 138 and 139 of the Map of the Geological Survey of Ireland. 1888.

J. Hazard, Erläuterungen zur Section Kühnhaide-Sebastiansberg der geologischen Karte von Sachsen. Leipzig 1887.

H. Hedström, Studier öfver bergarter från morän vid Visby. G. F. i St. Förhdl. 1894. XVI. 247.

Joh. Heinemann, Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel 1879.

A. Hettner und G. Linck, Beiträge zur Geologie und Petrographie der columbianischen Anden. Z. D. G. G. 1888. XL. 205.

A. G. Högbom, Über das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alnö. G. F. i St. Förhdl. 1895. XVII. 238.

A. W. Howitt, The sedimentary, metamorphic and igneous rocks of Ensay. Roy. Soc. Victoria. 16. April 1886.

A. W. Howitt, Notes on the rocks between Limestone River and Mount Leinster. Rep. and Stat. of the Mining Dep. for the quarter ended 30th Sept. 1890. Victoria. Melbourne 1890. 31.

E. Hussak, Mineralogische und petrographische Notizen aus Steiermark. III. Über das Auftreten porphyritischer Eruptivgesteine im Bachergebirge. Verhdl. k. k. geol. R. 1884. 247.

— Über Leucitpseudokrystalle im Phonolith (Tinguáit) der Serra de Tinguá. L. J. 1890. I. 166.

— Über brasilianische Leucitgesteine. L. J. 1892. II. 146.

— Nochmals die Leucitpseudokrystallfrage. L. J. 1892. II. 158.

Hyades, Géologie du Cap Horn. Paris 1887.

J. P. Iddings, The eruptive rocks of Electric Peak and Sepulchre Mountain, Yellowstone National Park. 12th Ann. Rep. U. S. geol. Survey. Washington 1892.

— Microscopical petrography of the eruptive rocks of the Eureka District. U. S. geol. Survey Monographs. Vol. XX. Washington 1892.

K. Jimbo, Explanatory note to the geological map of Hokkaido, Japan. 1890.

C. von John, Über krystallinische Gesteine Bosniens und der Herzegowina. Wien 1880.

E. Kalkowsky, Der Granitporphyr von Beucha bei Leipzig. L. J. 1878. 276.

F. Katzer, Geologische Beschreibung der Umgebung von Ričan. Jahrb. k. k. geol. R. 1888. XXXVIII. 355.

J. H. Kloos, Mikroskopische Untersuchung der von Prof. Martin mitgebrachten Gesteine aus Westindien. Geologische Sammlungen des Reichsmuseums. (2.) I. 14. Leiden 1887.

A. Koch, Neue petrographische Untersuchung der trachytischen Gesteine der Gegend von Rodna. F. K. 1880. X. 219.

B. Koto, On the cause of the great earthquake in Central Japan, 1891. Journ. of the College of Science. V. part 4. Tokyo 1893.

A. von Lasaulx, Über die Eruptivgesteine des Vicentinischen. Z. D. G. G. 1873. XXV. 320.

G. C. Laube, Pinitführender Granitporphyr von Ratzenhain. Verhdl. k. k. geol. R. 1887. No. 2. 47.

A. C. Lawson, The laccolitic sills of the North-West Coast of Lake Superior. Geol. and nat. hist. Survey of Minnesota. Bull. 8. p. 24. Minneapolis 1893.

J. Lehmann, Über einen Granitgang an der Watawa bei Berg-Reichenbach in Böhmen. Corr.-Bl. d. naturf. Ver. f. Rheinl. und Westf. 1883. XL. 139.

R. Lepsius, Das westliche Südtyrol. Berlin 1878.

Th. Liebisch, Über die Granitporphyre Niederschlesiens. Z. D. G. G. 1877. XXIX. 725.

— Über die von Dr. Schweinfurth in der mittelägyptischen Wüste gesammelten massigen Gesteine. Z. D. G. G. 1877. XXIX. 710.

G. Linck, Geognostisch-petrographische Beschreibung des Grauwackegebiets von Weiler bei Weissenburg. Strassburg i. E. 1884.

— Geognostische Beschreibung des Thalhorn im oberen Amariner Thal. Mitth. geol. Commission für Elsass-Lothringen IV. 1.

W. Lindgrén, Eruptive rocks from Montana. Proceed. Cal. Acad. Sc. (2.) III. 39.

H. Loretz, Mittheilung über einige Eruptivgesteine im südöstlichen Thüringer Walde. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1888. 284.

K. A. Lossen, Der Bodegang im Harz. Z. D. G. G. 1874. XXVI. 856.

B. Lotti, Descrizione geologica dell' Isola d'Elba. Roma 1886.

R. V. Matteucci, Le rocce porfiriche dell' Isola d'Elba. Atti Soc. tosc. Sc. nat. Pisa 1894. Memorie XIV.

W. S. Matthew, The effusive and dyke rocks near St. John, N. B. Trans. New York. Acad. of Sc. 1895. XIV. 187.

G. Melzi, Le porfiriti della Catena Orobica settentrionale. R. Istituto Lombardo Rendic. 1895. (2.) XXVIII. Milano.

A. Michel-Lévy, Note sur les roches éruptives et cristallines des montagnes du Lyonnais. Bull. Soc. géol. Fr. 1887. (3.) XVI. 216.

A. Michel-Lévy et Bergeron, Etude géologique de la Serrania de Ronda. Mém. prés. par div. sav. Paris 1889. XXX. 218.

L. Milch, Petrographische Untersuchung einiger ostalpiner Gesteine. In: Fr. Frech, Die karnischen Alpen. Halle a. S. 1892.

R. Monti, Apunti petrografici sopra alcune roccie della provincia di Brescia. Giorn. min., crist. e petr. 1892. III. 263.

L. Mrazec, La protogine du Mont Blanc et les roches éruptives qui l'accompagnent. Genève 1892.

Jul. Niedzwiedzki, Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des westlichen Balkan. S. W. A. März 1879. LXXIX.

O. Nordenskjöld, Om de porfyriska gångbergarterna i östra Småland. G. F. i Stockholm Förhdl. 1893. XV. 169.

A. Osann, Report on the rocks of Trans-Pecos, Texas. Geol. Survey of Texas. 4th Annual Report. 123. Austin 1893.

A. Penck, Die pyroxenführenden Gesteine des nordsächsischen Porphyrgebietes. T. M. P. M. 1880. III. 71—79.

— Erläuterungen zur Section Grimma der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1880.

A. Pontoni, Über die mineralogische und chemische Zusammensetzung einiger Granite und Porphyrite des Bachergebirges. T. M. P. M. 1894. XIV. 360.

G. Pringsheim, Über einige Eruptivgesteine aus der Umgegend von Liebenstein in Thüringen. Z. D. G. G. 1880. XXXII. 111.

Et. Ritter, Les massifs de Beaufort et du Grand Mont. Genève 1894.

H. Rosenbusch, Die Steiger Schiefer und ihre Contactzone an den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald. Strassburg i. E. 1877.

A. Rosiwal, Zur Kenntniss der krystallinen Gesteine des centralen Balkan. Denkschr. d. math.-naturw. Classe d. Akad. d. Wiss. Wien. LVII. 1890.

J. Roth, Beiträge zur Petrographie von Korea. S. B. A. 15. Juli 1886. XXXVI. 1—7.

Fr. Rutley, The eruptive rocks of Brent Tor and its neighbourhood. London 1878.

Sachsen-Coburg, Don Pedro Augusto, Beiträge zur Mineralogie und Petrographie Brasiliens. T. M. P. M. 1889. X. 451.

W. Salomon, Geologische und petrographische Studien am Monte Aviólo im italienischen Antheil der Adamello-Gruppe. Z. D. G. G. 1890. XL. 450.

A. Sauer, Erläuterungen zu Section Naunhof, Wiesenthal, Lichtenberg-Mulda und Meissen der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1881—1889.

— Der Granitit von Durbach im nördlichen Schwarzwalde und seine Grenzfacies

von Glimmersyenit (Durbachit). Mitth. Gr. Bad. geol. Landesanst. 1891. II. 233. Heidelberg.

F. Schalch, Erläuterungen zu Section Brandis, Dippoldiswalde, Frauenstein, Glashütte, Dippoldiswalde und Wurzen der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1882—1887.

C. Schmidt, Geologisch-petrographische Mittheilungen über einige Porphyre der Centralalpen und die in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteine. L. J. B.-B. IV. 1886. 452.

M. Schröder, Erläuterungen zu Section Zwota der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1884.

M. Schuster, Mikroskopische Beobachtungen an californischen Gesteinen. L. J. B.-B. V. 1887. 451.

R. Schwerdt, Untersuchungen über Gesteine der chinesischen Provinzen Shantung und Liautung. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 198—233.

P. Siepert, Petrographische Untersuchungen an alten Ergussgesteinen. L. J. B.-B. IX. 1894. 393.

W. J. Sollas, On the volcanic district of Carlingford and Slieve Gullion. Part I. On the relations of the granite to gabbro at Barnavave, Carlingford. Trans. Roy. Irish Acad. 1894. XXX. 477.

J. Stache und C. von John, Das Cevedale-Gebiet als Hauptverbreitungsdistrict dioritischer Porphyrite. Jahrb. k. k. geol. R. 1879. XXIX. 317—404.

G. Starkl, Über neuere Mineralvorkommnisse in Österreich. Jahrb. k. k. geol. R. 1883. XXXIII. 635.

A. Stelzner, Beiträge zur Geologie der Argentinischen Republik und des angrenzenden, zwischen dem 32. und 33.° S. Br. gelegenen Theils der Chilenischen Cordillera. Cassel und Berlin 1885.

E. Svedmark, Om uralitporfyr och hälleflintan vid Vaksala. G. F. i Stockholm Förhdl. 1888. X. 25.

F. Teller und C. von John, Geologisch-petrographische Beiträge zur Kenntniss der dioritischen Gesteine von Klausen in Südtyrol. Jahrb. k. k. geol. R. 1882. XXXII. 589—684.

P. Termier, Sur l'existence de la microgranulite et de l'orthophyre dans les terrains primaires des Alpes françaises. C. R. 1892. CXV. 971.

A. E. Törnebohm, Charakteristik af bergartsprof insamlade af den Svenska expeditionen till Grönland år 1883. G. F. i Stockholm Förhdl. 1886. VIII. 431.

— Om Falu grufvas geologi. G. F. i Stockholm Förhdl. 1893. 609.

Fr. Toula, Zur Kenntniss der krystallinischen Gesteine des centralen Balkan. L. J. 1890. I. 265.

St. Traverso, Ricerche geognostiche e microscopiche su alcune rocce del Alto Canavese. Atti Soc. lig. Sc. nat. e geogr. Anno V. fasc. 1. Genova 1894.

— Rocce granitiche e porfiriche del Sarrabús (Sardegna). Atti Soc. lig. Sc. nat. e geogr. Genova 1895. No. 2.

C. Viola, Esame petrografico di alcune roccie dell' Isola d'Elba. Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1894. XXV. 24.

J. H. L. Vogt, Om dannelsen af de vigtigste i Norge og Sverige representerade grupper af jernmalmforekomster. G. F. i Stockholm Förhdl. 1891. XIII.

G. H. Williams, Die Eruptivgesteine der Gegend von Triberg im Schwarzwald. L. J. B.-B. II. 1884. 585.

G. H. Williams, The greenstone schist areas of the Menominee and Marquette regions of Michigan. Washington 1890.

J. Fr. Williams, The igneous rocks of Arkansas. Annual Report of the Geol. Survey of Arkansas for 1890. II. Little Rock 1891.

Alle granitporphyrischen Ganggesteine sind dadurch gemeinschaftlich charakterisirt, dass sich bei ihnen eine hellfarbige, weissliche, grünliche, röthliche bis braune, oder graue feinkörnige Grundmasse constatiren lässt, aus welcher mehr oder weniger reichliche Einsprenglinge der nicht eisenhaltigen Gemengtheile sich durch grössere Dimensionen abheben. Daneben sind auch Einsprenglinge der eisen- und magnesiahaltigen Gemengtheile in meistens unbedeutender, jedenfalls untergeordneter Menge vertreten. Dieser Gegensatz wird um so auffallender, je feinkörniger die Grundmasse wird; das Korn derselben sinkt zumal nach den Salbändern hin, aber auch wohl durch die ganze Ausdehnung des Gesteins bis zum Dichten.

Die Einsprenglinge sind, soweit mechanische oder chemische Deformationen ihre Formen nicht geändert haben, durchaus idiomorph und lassen oft schon makroskopisch, stets mikroskopisch erkennen, dass ihre Ausscheidung aus dem Gesteinsmagma früher stattfand, als die Verfestigung der Grundmasse sich vollzog. Die Dimensionen der Einsprenglinge sind bedeutendere, als diejenigen der Grundmasse-Gemengtheile. — Die Grundmasse ist, von seltenen, einer Randfacies angehörigen Ausnahmen abgesehen, ein Aggregat von holokrystalliner Natur, d. h. ohne jede Spur einer nicht zu krystalliner Ausbildung gelangten, sondern amorph erstarrten Gesteinsmutterlauge. Dabei wird die Gesteinsgrundmasse von Individuen derselben Mineralgattungen aufgebaut, welche als Einsprenglinge auftreten; es ist jedoch nicht ausgeschlossen, dass eine oder mehrere dieser in der Grundmasse nicht zur Entwicklung gelangten. Die Krystallisation der Grundmasse-Gemengtheile vollzog sich durchweg später, als diejenige der Einsprenglinge. Daraus ergiebt sich, dass die Bildung gewisser wesentlicher Gemengtheile des Gesteins in zwei zeitlich getrennten Perioden der Gesteinsverfestigung sich wiederholte. Hierin liegt das Unterscheidende der Structur dieser Ganggesteine von der körnigen der Tiefengesteine. Eine jede Structur eines Eruptivgesteins, bei der eine Recurrenz gleichartiger Mineralbildungen stattfand, soll eine porphyrische genannt werden, Da nun die Grundmasse im vorliegenden Falle ein holokrystallines Aggregat der wesentlichen Gemengtheile darstellt, so möge diese

Abart eine holokrystallin-porphyrische heissen. Sind durch die genannte Structur die granitporphyrischen Ganggesteine einerseits von den hypidiomorphkörnigen Tiefengesteinen, andererseits von den panidiomorphkörnigen Ganggesteinen geschieden, so liegt das Charakteristische ihrer Structur gegenüber den lamprophyrischen Ganggesteinen in dem Umstande, dass der Regel nach die nicht eisen- und magnesiahaltigen Gesteinselemente unter den Einsprenglingen unverkennbar herrschen.

Mit Rücksicht auf den Mineralbestand gliedern sich die granitporphyrischen Ganggesteine nach den Einsprenglingen in solche mit herrschenden Alkalifeldspathen, in solche, deren alkalifeldspathige Einsprenglinge von Nephelin oder Leucit begleitet werden und in solche mit herrschenden Kalknatronfeldspathen. Die erstgenannte Abtheilung zerfällt nach dem vorhandenen oder fehlenden Quarzgehalt unter den Einsprenglingen in zwei getrennte Familien. — Als Granitporphyre sind hier die holokrystallin-porphyrischen Ganggesteine bezeichnet, unter deren Einsprenglingen neben Alkalifeldspathen Quarz auftritt; der Mangel des Quarzes neben den Alkalifeldspath-Einsprenglingen charakterisirt die Syenitporphyre; durch Einsprenglinge von Nephelin oder Leucit neben Alkalifeldspathen wird die Familie der Elaeolithporphyre und Leucitporphyre gekennzeichnet. Zu den durch Kalknatronfeldspath-Einsprenglinge charakterisirten, holokrystallin-porphyrischen Ganggesteinen gehören die Dioritporphyrite und die Gabbroporphyrite. Die letzte Gruppe umfasst überdies eine Anzahl diabasischer Ganggesteine, welche aber in ihrem ganzen Habitus derart mit gewissen diabasischen Ergussgesteinsformen übereinstimmen, dass sie hier nicht in selbständiger Behandlung aufgeführt wurden.

Familie der Granitporphyre.

Alle Glieder der Familie der Granitporphyre sind gemeinschaftlich als holokrystallin-porphyrische Ganggesteine zu definiren, unter deren Einsprenglingen Alkalifeldspathe und Quarz in hervorragender Weise vorkommen. Neben diesen finden sich jedoch eines oder mehrere der nicht feldspathigen Gemengtheile, welche auch in den granitischen Tiefengesteinen die genannte Mineralcombination begleiten, und es wäre nicht unthunlich, danach innerhalb dieser Familie weitere Unterabtheilungen zu gewinnen. Die fortschreitende Erkenntniss von der Natur dieser Gesteine kann und

wird wahrscheinlich zu einer ferneren Gliederung nöthigen. Bei der durch die Zwecke dieses Buches bedingten Zusammenfassung in grössere Einheiten wurde jedoch von einer strengen weitergehenden Eintheilung Abstand genommen. — Es dürfte sich wohl empfehlen, die muscovitreichen Elvane wenigstens von den muscovitfreien eigentlichen Granitporphyren zu trennen.

Wie in den Graniten, so finden sich auch in allen Granitporphyren als constante, wenn auch spärliche Gemengtheile Zirkon, Apatit und Eisenerze. Der stets idiomorphe Zirkon besitzt die Formen und die Mikrostructur, wie in den Graniten; nach Angabe von Chrustschoff erscheint er in den quarzarmen Granitporphyren von Beucha bei Leipzig gelegentlich in grosser Menge und in eigenthümlich nesterartiger Anhäufung. — Apatit und Eisenerze zeigen nichts Erwähnenswerthes oder von ihrem Verhalten in den Graniten Abweichendes. Die Bildung dieser drei Mineralien fällt in den ältesten Abschnitt der Gesteinskrystallisation; vielleicht hat die Eisenerzkrystallisation hie und da noch fortgedauert bis in den zweiten Abschnitt der Gesteinsbildung, während dessen die Ausscheidung von Biotit, Hornblende, Pyroxen, Muscovit, Feldspath und Quarz sich vollzog.

Die nicht feldspathigen Gemengtheile treten meistens in einer bestimmten Association zusammen auf; Biotit, Hornblende und Pyroxene begleiten sich sehr häufig, Muscovit kommt wohl mit Biotit zusammen vor, dürfte dagegen als ursprüngliches Gesteinselement nicht in Gesellschaft von Amphibol oder Pyroxen gefunden werden. Turmalin associirt sich nicht selten accessorisch mit Muscovit und Biotit, pflegt dagegen die Gesellschaft von Amphibol und Pyroxen zu meiden. Letztere haben besonders in den quarzärmeren Gliedern der Granitporphyre ihre Heimat. Muscovit liebt die kieselsäurereichen Gesteine.

Der Biotit als Einsprengling bildet, soweit keine mechanische Deformation vorliegt, scharf hexagonale Tafeln von rothbrauner bis schwarzbrauner Farbe mit denselben Eigenschaften, wie in den Graniten. Auch die Einschlüsse von Zirkon, Apatit und Erzen fehlen nicht und die oft mit Ausscheidung von Rutilnädelchen begleitete Zersetzung und Umwandlung dieses Minerals ist hier dieselbe, wie dort. Matteucci fand, dass in den Granitporphyren Elbas Rutil besonders da entsteht, wo der Biotit durch Zersetzung gebleicht wird, Anatas dagegen da, wo er in Chlorit umgewandelt wurde. — Soweit eine Prüfung darauf hin stattfand, erwies sich der

Biotit als ein Meroxen mit kleinem Axenwinkel (Vogesengesteine). Biegungen und Knickungen sind an manchen Localitäten sehr verbreitet.

Wo ein heller Glimmer als Einsprengling in den Granitporphyren vorhanden ist, bildet er idiomorphe hexagonale oder rhombische Tafeln. Derselbe ist aber in dieser Form auf eine, wie es scheint, kleine Gruppe von Gesteinen (Elvane und wenige andere Vorkommnisse) beschränkt.

Die Hornblende der Granitporphyre ist fast allenthalben die gemeine grüne Hornblende der Granite und Syenite mit idiomorpher Begrenzung durch Prisma, Klinopinakoid und Pyramide. Braune oder braungrüne Farben sind selten (Vogesen). Mikrostructur und Umwandlung wie in den Graniten. Die Chloritisirung oder Serpentinisirung ist überaus häufig und vollzieht sich oft unter so starker Verwischung der Krystallumrisse, dass es unmöglich sein kann, das Muttermineral mit Sicherheit als Amphibol oder Pyroxen zu bestimmen. Die grünen, fasrigen oder schuppigen Neubildungen durchschwärmen vielorts das ganze Gestein und durchdringen von den Blätterdurchgängen aus die feldspathigen Gemengtheile. — Fasrige Hornblende-Aggregate, die sich in manchen Granitporphyren finden, möchte Cohen in Gängen, welche den Gneiss von Urbeis durchsetzen, von Augit ableiten.

Der Pyroxen ist ein diopsidartiger, hellgrüner Malakolith mit allen Eigenschaften desselben Minerals in den Augitgranititen. Oft von überraschender Frische und modellähnlicher Schärfe der Formen, ist er in andern Gesteinen mehr oder weniger vollständig in Serpentin oder Chlorit umgewandelt und daher oft übersehen. Der bei diesem Vorgange sich bildende Calcit ist es, welcher wesentlich das Brausen der Gesteine bei Behandlung mit Säuren bedingt; aus den Feldspathen scheint viel spärlicher Calcit hervorzugehen. — Eine Umsäumung des farblosen Malakolith durch Hornblende erwähnt Dahms aus Syenitporphyr von Wonderfontein, NO. Potschefstrom, Transvaal. — Hornblende und Augit enthalten nicht selten ebenso wie die Glimmer die bekannten pleochroitischen Höfe.

Neben dem hellgrünen monoklinen Pyroxen (Malakolith) findet sich hie und da (besonders in den Granitporphyren der Gegend von Leipzig, zumal bei Gornewitz) ein gelblichweisser idiomorpher Bronzit.

Während die Hornblende allenthalben erkennbar jünger ist

als der Biotit, in dessen Begleitung sie auftritt, ist dieses für den Pyroxen anscheinend nicht immer der Fall; ja man findet hie und da sehr kleine Krystalle desselben im Biotit eingeschlossen. Der Malakolith scheint ein häufigerer und reichlicherer Gemengtheil der Granitporphyre zu sein, als die Hornblende. Es hat den Anschein, als ob in einem frühen Stadium der Gesteinsbildung Augit mit Vorliebe entstehe, nachher aber resorbirt und zur Hornblende- und Biotitbildung aufgezehrt werde. Dafür spricht auch eine Beobachtung Harker's an englischen (Carrock Fell) granophyrischen Granitporphyren, die bei feinem Korn der Grundmasse nur Augit, bei grobem Augit und Biotit führen, während in den begleitenden Tiefengranititen nur Biotit vorhanden ist. — Sehr zutreffend ist auch die Beobachtung Harker's, dass die Augite der Granitporphyre schlanknadelförmig seien bei sehr dichter, dicker bei gröberkörniger Grundmasse. Allgemein findet man bei rascher Krystallisation Annäherung an trichitisches Wachsthum. Die Folgerungen, welche Harker aus seinen Beobachtungen über das Alter des augitischen Gemengtheils in den Granitporphyren zieht, erscheinen mir nicht begründet.

Die als Einsprenglinge auftretenden Feldspathe gehören dem Orthoklas und einem sauren Plagioklas an. Basischere Feldspathe als Andesin dürften in den normalen Granitporphyren nicht vorkommen, sind jedenfalls bisher darin nicht nachgewiesen. Das Mengenverhältniss von Orthoklas und Oligoklas (so mögen die Kalknatronfeldspath-Einsprenglinge genannt werden) ist ein wechselndes. Auf Grund der vorhandenen Erfahrungen kann man es als Regel aufstellen, dass die Menge des Orthoklas in geradem Verhältniss zur Acidität des Gesteins, in umgekehrtem Verhältniss zu der Menge von Biotit, Amphibol und Pyroxen steht, ohne dass jedoch eine derartige Beziehung eine zahlenmässige Genauigkeit besässe. — Die Eigenschaften dieser beiden Feldspathe sind so durchaus gleichartig, dass sie zum grossen Theil gemeinschaftlich behandelt werden können. — Der Idiomorphismus derselben ist ein vollkommener, soweit nicht mechanische (seltener chemische) Deformationen statthatten; die Begrenzung wird durch die Flächen P, M, T, l, y, seltener x, n, z, o gegeben; ihr Habitus ist bald säulenförmig durch P und M, bald tafelförmig durch M. Als geradezu charakteristisch gegenüber dem Feldspath der Granite kann man die grössere Häufigkeit des Schalenbaus bezeichnen, die in einer oft höchst feinen Zonarstructur der Durchschnitte ihren

mikroskopischen Ausdruck findet. Die Spaltbarkeit, Mikrostructur, Einschlüsse und Umwandlung der Feldspathe ist die gleiche, wie bei den Graniten. Auch bei dem Oligoklas ist die Kaolin- und Glimmerbildung die herrschende Art der Umwandlung; doch kommt, wohl unter Einfluss und Mitwirkung der aus dem Glimmer und den Bisilikaten stammenden Mg- und Fe-haltigen Lösungen, gelegentlich eine Metasomatose zu dichten, hellgrünen oder gelblichen Aggregaten von dem Charakter des Pyknotrop oder des Pseudophit vor, wie sie z. B. auch Liebisch von den Granitporphyren südlich der Dürren Fichte und zwischen Seydorf und der Annakapelle im Riesengebirge beobachtete. Die oft vorwiegend centrale, oder zonen- und streifenartig fortschreitende Verwitterung der Feldspathe ist mit einiger Sicherheit z. Th. auf höheren Gehalt an dem Anorthitmolekül, z. Th. auf anfangs rascheres Wachsthum und dementsprechend grösseren Reichthum centraler oder zonar geordneter Interpositionen zurückzuführen. Diese lassen sich nur sehr selten in den erhaltenen Resten mit einiger Wahrscheinlichkeit ihrer Art nach bestimmen; doch scheinen neben Flüssigkeits- auch Glaseinschlüsse vorzukommen.

Mikroperthitische Verwachsungen von Orthoklas und Albit oder Orthoklas und Oligoklas sind mehrfach beobachtet, aber doch wohl bei Weitem nicht so häufig, wie bei den Graniten. — Ebenso ist auf die grössere Seltenheit des Mikroklines als einen charakteristischen Unterschied gegenüber den Graniten hinzuweisen. Nur wo dynamische Erscheinungen sich zeigen, stellt auch der Mikroklin sich reichlicher ein.

Die Quarz-Einsprenglinge der Granitporphyre sind durchaus idiomorph und zeigen das Dihexaëder, meistens mit schmalem, gelegentlich auch (Seewen, Bodegang bei Wendefurth, Elba etc.) auffallend breitem Prisma. Eine Eigenthümlichkeit, die fast constant wiederkehrt, ist die Auflösung eines der Begrenzung nach einheitlichen Krystalls in mehrere (2—4) Theile, welche verschiedenen, wahrscheinlich nach dem gewöhnlichen Gesetz zwillingsartig verbundenen Individuen, mit nicht ganz genau parallelen Hauptaxen angehören. Die leicht zu übersehende Erscheinung wird deutlich, wenn man den Durchschnitt langsam der Dunkelstellung nähert; es werden dann einzelne, ungefähr parallel der Hauptaxe gegen einander abgegrenzte Theile in etwas verschiedenen Azimuthen das Dunkelheitsmaximum erreichen. Von der auch in Granitporphyrquarzen viel verbreiteten undulösen Auslöschung, die

ein Druckphänomen ist, unterscheidet sich diese Erscheinung durch die nicht stetig mit dem Ort wechselnde, sondern für jeden Theil constante Orientirung der Elasticitätsaxen, wodurch nicht eine ganz allmählig schattenhaft vorschreitende, sondern für die einzelnen Theilindividuen merklich und messbar verschiedene Auslöschung bedingt wird. — Die Umrisse der Quarzeinsprenglinge zeigen oft sehr unregelmässig buchten- und schlauchartige Einstülpungen, die mit Theilen der Gesteinsgrundmasse ausgefüllt sind und offenbar einer Corrosion der fertigen Individuen durch die Gesteinsmutterlauge ihren Ursprung verdanken. — Unter den Einschlüssen der Quarze herrschen, wie bei den Graniten, die Flüssigkeitseinschlüsse von überaus häufig dihexaëdrischer, und dann natürlich durch das ganze Individuum parallel orientirter Form, in denen auch hier würfelförmige Krystallisationen (Rothau in den Vogesen, Wheal Tremaine in Cornwall) sich nicht selten finden. — Einschlüsse von liquider Kohlensäure beobachtete Iddings als häufig in den Quarzen der Granitporphyre des Eureka-Districts. Ebenso kommen farblos nadelförmige Mikrolithe, die ihrem Brechungsvermögen nach nicht wohl dem Apatit angehören können, an mehreren Localitäten und hie und da in zonarer Anordnung (Erzgebirge) vor. Ganz besonders charakteristisch aber ist das Auftreten von farblosen Glaseinschlüssen in Dihexaëderform in diesen Quarzeinsprenglingen der Granitporphyre. Dieselben sind niemals massenhaft, sondern entweder nur einzeln oder zu wenigen in einem Krystalle eingeschlossen. Diese Einschlüsse, welche Zeugniss ablegen von der schmelzflüssigen Natur der Gesteinsmutterlauge zur Zeit der Quarzbildung, wurden zuerst und werden am sichersten in den Granitporphyren von Beucha studirt; sie kommen jedoch vereinzelt in den meisten Granitporphyren, reichlicher in einigen Elvanen von Cornwall und Granitporphyren von augitgranititischer Zusammensetzung der Gegend von Rochesson in den Vogesen vor. Die Glaseinschlüsse sind allenthalben mit den Flüssigkeitseinschlüssen vergesellschaftet.

Die Quarze sind durchweg die jüngsten Einsprenglinge; dadurch erklärt es sich, dass sie manchen Gesteinen fehlen oder doch sehr nahezu fehlen, welche nach ihrer chemischen Zusammensetzung zu den Granitporphyren gehören. Das ist, wie Cohen in den Urbeiser Gängen beobachtete, besonders dann der Fall, wenn der Pyroxen als Einsprengling auftritt, durchaus im Einklang mit den vorherigen Bemerkungen über die Stellung dieses Gemengtheils in den Granitporphyren. — Bei solchen Gesteinen, welche dann zu

den Syenitporphyren hinüberführen und die Continuität der ganzen Reihe granitporphyrischer Ganggesteine herstellen, hat eben die krystalline Entwicklung der Grundmasse begonnen unmittelbar nach Ausscheidung der Feldspatheinsprenglinge.

Die Grundmasse der Granitporphyre ist in allen Fällen wesentlich ein krystallines Gemenge von Quarz und Feldspath jüngerer Bildung, als die gleichen Mineralien unter den Einsprenglingen; das Korn dieses Gemenges wechselt vom makroskopisch feinkörnigen bis zum durchaus dichten. Darüber hinaus schwanken jedoch die Verhältnisse nicht unbeträchtlich. So sind manche Granitporphyrgrundmassen derart mit kleinen Biotitblättchen oder mit chloritischen Schuppen durchsetzt, dass man eine Wiederkehr nicht nur der Quarz- und Feldspath-, sondern auch der noch älteren Ausscheidungen für wahrscheinlich halten muss; das pflegt besonders bei quarzarmen Gesteinen der Fall zu sein. Anderen, zumal den kieselsäurereichen fehlt jede Spur einer zweiten Generation von Mg- und Fe-haltigen Mineralien. Unter diesen giebt es wiederum gewisse Vorkommnisse, in deren Grundmasse ein heller Glimmer mehr oder weniger reichlich in dünnen Blättchen und Rosetten vorhanden ist, andere die gar keinen oder doch nur sicher erkennbar secundären Muscovit führen. Das erstere scheint ausschliesslich oder doch sehr vorwiegend bei solchen Granitporphyren vorzukommen, unter deren Einsprenglingen die Hornblende und der Pyroxen fehlen, das zweite findet sich anscheinend bei allen Varietäten und ist lediglich eine metasomatische Erscheinung. — Die relative Menge von Quarz und Feldspath in der Grundmasse der Granitporphyre schwankt einigermaassen mit dem Kieselsäuregehalt des Gesteins und mit dem Vorhandensein oder Fehlen des Quarzes unter den Einsprenglingen; doch herrscht allenthalben der Feldspath entschieden vor. Als durchaus charakteristisch darf es bezeichnet werden, dass der Feldspath der Grundmasse fast durchweg ungestreift ist oder doch nur selten zwillingsgestreifte Individuen vorkommen. Das ist zwar kein strenger Beweis für das Fehlen des Plagioklas, indessen wäre die Annahme eines ungestreiften Plagioklases in grösserer Menge auch mit dem specifischen Gewicht der Grundmasse nicht vereinbar. Man darf daher die Regel aufstellen, dass Kalknatronfeldspath in der Granitporphyrgrundmasse jedenfalls stark zurücktritt. Hiermit stimmt wiederum, dass auch unter den Einsprenglingen der Plagioklas entschieden älter als Orthoklas und oft in diesem eingeschlossen ist. — Von selteneren Aus-

nahmefällen abgesehen ergiebt sich demnach, dass die Granitporphyrgrundmasse wesentlich durch eine spätere Wiederkehr der Orthoklas- und Quarzbildung entstanden und bedingt ist.

Die structurelle Ausbildung der Grundmasse lässt mehrere, wenn auch durch Zwischenformen verknüpfte, so doch ziemlich selbständige und verschiedene Typen unterscheiden. Als den normalen Typus kann man denjenigen bezeichnen, bei welchem der Grundmassenfeldspath in kurz rectangulären oder angenähert quadratischen Durchschnitten vollkommen idiomorph ist, während der Grundmassenquarz, in welchem bisher niemals Glaseinschlüsse beobachtet wurden, in allotriomorpheckigen Partien die Interstitien der Feldspathkryställchen ausfüllt. Das ist z. B. die Structur der Grundmasse in den Granitporphyren der Leipziger Gegend, von Alte Maass bei Herges, sowie in manchen Harzer Granitporphyren der Gegend von Wernigerode. Auch in den Vogesen ist derselbe bisweilen in seltener Reinheit ausgebildet (Xonrupt bei Gerardmer, Rupt u. a. O.). — Seltener nimmt auch der Grundmassenquarz eine angenähert dihexaëdrische bis rundliche Form an. Solche Idiomorphie des Quarzes ist charakteristisch für die saureren Gesteinsformen und dann ist fast stets eine dritte Quarz- und Feldspath-Generation in scheinbar allotriomorphkörnigem Gemenge (Elvane vieler Fundorte) oder in einer granophyrischen Durchdringung vorhanden, welche bei gewissen effusiven Quarz-Feldspathgesteinen verbreitet ist (Rothau im Unterelsass, Brotterode in Thüringen). — C. Schmidt beschreibt einen sich randlich zu Quarzporphyr verdichtenden Gang von Granitporphyr aus dem Thale der Sallanche, in dessen wohl aus Biotit hervorgegangenen Chloritblättchen Anataskrystalle liegen. Von einer der quarzporphyrischen Verdichtungen an den Salbändern dieser Gesteine wird angegeben, dass die Grundmasse nur aus Quarz und Muscovit bestehe, während Feldspath nicht sicher erkannt werden konnte. Das ursprüngliche Fehlen des letzteren wäre kaum verständlich; man wird zur Erklärung wohl Umwandlung in Muscovit annehmen müssen.

Bei einem zweiten Grundmassen-Typus ist ebenfalls nur eine zweite Generation von Quarz und Feldspath vorhanden, aber beide Mineralien erscheinen allotriomorph und bilden scheinbar ein regellos körniges Gemenge. Diese Ausbildungsform scheint besonders bei sehr dichten Grundmassen von hoher Acidität und bei solchen mit reichlichem Muscovitgehalt vorzukommen. Sie findet sich häufig bei den

vogesischen Vorkommnissen, am Bodegang im Harz und sonst. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass die anscheinende Allotriomorphie dieser Grundmassen nur eine Folge des feinen Korns ist; man sieht immer mehrere Schichten der Gemengtheile übereinander und dadurch erscheinen die Grenzen von Quarz und Feldspath unregelmässig. Bei sehr dünnen Präparaten und starken Vergrösserungen erkennt man oft, dass diese Deutung berechtigt ist. — Auch hier entwickeln sich Varietäten mit zwei wohl erkennbaren Generationen von Quarz und Feldspath in der Grundmasse; die letzte Generation ist dann seltener durch granophyrische Durchdringung von Quarz und Feldspath, als durch sphärolithische und pseudosphärolithische Bildungen charakterisirt. Die Sphärolithe sind nach dem Habitus und dem optisch negativen Charakter mit grosser Wahrscheinlichkeit reiner Feldspath, die Pseudosphärolithe sind heterogene Sphäroide, die aus einem Gemenge von Quarz- und Feldspathstrahlen bestehen dürften und bei den Quarzporphyren des Weiteren beschrieben werden sollen. Die Gesteine des Bodeganges (Kestenthal, Ludwigshütte u. a.) und die vom Rothenberg bei Wernigerode liefern gute Beispiele. Hie und da kommt auch die granophyrische und sphärolithische Entwicklung der dritten Generation neben einander vor. — Die Gesteine mit solcher Structur sind den Quarzporphyren nahe verwandt, was sich auch dadurch kundgiebt, dass die Quarzeinsprenglinge oft die bekannten Aureolen, wie in den Quarzporphyren tragen. Sehr zierlich ist dieses Phänomen in den Bodegang- und bei den Elbaner Granitporphyren. Matteucci sucht hier recht scharfsinnig nachzuweisen, dass diese Aureolen in die Kategorie der Resorptionshöfe (reaction rims) gehören.

Der erst beschriebene Typus ist als ein Normaltypus zu betrachten, von welchem der zweite wohl vorwiegend als kryptomere Modification aufzufassen ist, die auf schmale Gänge und die Salbänder mächtiger Gänge beschränkt sein dürfte, gewissermaassen eine Quarzporphyrfacies der Granitporphyre.

Bei einem weiteren Typus, der gleichfalls als normaler zu bezeichnen ist, tritt der Feldspath und Quarz durchweg in granophyrischer Durchdringung auf. Der Feldspath bildet grössere Individuen, die von Quarz nach Art der Schriftgranite in parallel orientirten zahlreichen Individuen durchwachsen sind, oder beide Mineralien bilden derart gemischte, bald moosförmig, bald parallelstenglig, bald divergenstenglig bis radialstrahlig, bald büschelförmig oder federförmig gebaute Individuen, dass je in einem solchen Sammelgebilde alle Feld-

spath- und alle Quarztheilchen einem einzigen Individuum angehören. Diese Structur wird bei den sauren Ergussgesteinen, den Quarzporphyren, eine nähere Beschreibung finden. Sie tritt bald selbständig in der ganzen Gangmasse auf, in gröberer Ausbildung in der Mitte, in feinkörnigerer an den Salbändern, oder sie wechselt mit der erstbeschriebenen Normalstructur ab in demselben Gange und dann oft erkennbar als Randfacies. Granitporphyre dieser Structur heissen Granophyre im Gegensatz zu den eigentlichen Granitporphyren mit den erst beschriebenen Structurformen. — Der Granophyrtypus ist besonders unter den sogenannten „älteren Porphyren" des Schwarzwaldes nicht selten, wo ihn v. Eck in seiner Verbreitung zuerst nachwies.

Zweifellos allotriomorphkörnig erscheinen die Grundmassen der Granitporphyre da, wo sie eine Parallelstructur besitzen, besonders dann, wenn diese durch striemig vertheilte Glimmerflitterchen noch deutlicher markirt wird, wie dieses bei vielen Odenwälder Vorkommnissen der Fall ist. Diese Structur scheint nicht selten auf die Salbänder der Gänge beschränkt zu sein.

Die Zwischenstellung des Granitporphyrs zwischen Granit und Quarzporphyr geht deutlich aus einer Beobachtung von Hague hervor. Er beschreibt einen sich stockförmig erweiternden, viele Apophysen aussendenden Granitporphyrgang im cambrischen Kalk (Pogonip limestone) des Eureka-Districtes in Nevada, welcher nach den Salbändern hin und in den schmalen Apophysen in echten Quarzporphyr übergeht unter Verlust seines Amphibol- und Abnahme seines Biotitgehaltes, während die centralen Theile der stockförmigen Erweiterung fast vollkommen granitische Structur annehmen. — In schönster Mannichfaltigkeit zeigt der von Lossen beschriebene Bodegang im Harz die Structurformen eines granitporphyrischen Ganggesteins; hier fehlt auch nicht die nächst zu besprechende, wohl an basischere Schlieren gebundene Form.

Ein dritter Typus wird durch die kurz- aber deutlich leistenförmige Gestalt der Grundmassefeldspathe charakterisirt; derselbe scheint vorwiegend bis fast ausschliesslich auf die quarzarmen Granitporphyre beschränkt zu sein, die sich durch einen grossen Reichthum an braunem Glimmer auszeichnen, wie sie z. B. in der Gegend von Rochesson und Etival vorkommen. Dieser Typus zeigt auffallende Anklänge an den Habitus der lamprophyrischen Ganggesteine, zumal an die Minetten. Derselbe findet sich jedoch auch an einem Granitporphyr aus der Umgebung des Titisees im Schwarzwalde,

der viel Quarzeinsprenglinge, aber wenig Quarz in der Grundmasse besitzt. Die Gesteine, welche diesen Habitus zeigen, sind möglicherweise keine eigentlichen Granitporphyre, sondern gehören streng genommen wohl eher zu den lamprophyrischen Ganggesteinen. Diese Vermuthung gründet sich besonders auf eine eigenthümliche Erscheinung bei den Quarzeinsprenglingen derselben. Die Form dieser ist oft auffallend gerundet oder eckig und um dieselben liegt dann fast durchweg ein Kranz von Augit- oder Hornblendenadeln, der sehr an die gleichen Kränze um mechanische Einschlüsse basischer Effusivgesteine (Basalte u. s. w.) erinnert*. Auch die grossen Feldspatheinsprenglinge dieser Gesteine besitzen oft eine eigenthümliche Trübung der peripherischen Theile, wie man sie ebenso von mechanisch aufgenommenen Feldspathen in Effusivgesteinen kennt. Diese Phänomene lassen sich in extremer Entwicklung an dem in Sammlungen verbreiteten Aschaffit Gümbel's (Bavaria IV. Bd. 11. Heft S. 23. München 1865) aus dem Spessart studiren. Dieses Gestein wurde nach freundlicher brieflicher Mittheilung von Herrn Chelius in Darmstadt von ihm schon früh als Lamprophyr erkannt und wird heute allgemein in diese Familie gestellt. Es verdankt seinen Quarz- und Feldspathgehalt z. Th. den durchbrochenen Gneissen.

An accessorischen Gemengtheilen sind die Granitporphyre nicht eben reich. An erster Stelle ist wohl der Titanit zu nennen wegen seiner weiten Verbreitung in den Vogesen, in Sachsen, im Odenwald, wo ihn Chelius als constanten Übergemengtheil in den mächtigen Gängen bei Niedermodau, Einsiedel, Treisa und in der Mordach, sehr oft mit Magnetit umrändert, erwähnt. — Cordierit und Granat kommen, ersterer zumeist in der Pinitpseudomorphose, mehrfach vor, so im Schwarzwald bei Triberg, im Harz bei Wernigerode und in der Gegend von Markirch im Oberelsass, nach Deecke neben Turmalin in Gängen am Elsässer Belchen, deren Grundmasse Biotit und Muscovit enthält und auch Rutilnadeln führt. In den sächsischen Vorkommnissen der Gegend von Leipzig wird nur Granat erwähnt; Liebisch fand in denen des Riesengebirges (Porphyre G. Rose's), welche den Granitit

* Schwerdt beobachtete in einem Granitporphyr, der als Facies von Amphibolgranitit in dem Engpass des Taug-hö an der Strasse von Sai-maki nach Mukden, China, auftritt, Hornblendekränze, welche nicht Quarzindividuen, sondern Theile der Gesteinsgrundmasse umranden und einschliessen. Diese Hornblendekränze werden ihrerseits von Magnetit, Zirkon, Titanit und Apatit kranzförmig umwoben.

durchbrechen, Orthit, der auch von Iddings aus dem Eureka-District, von Futterer von der Griesscharte und von Andern angegeben wird. — Topas und Cassiterit scheinen auf einzelne Elvane (schön bei Vaulry) beschränkt zu sein, doch beschreibt Hazard den Topas auch in der Grundmasse des Granitporphyrs, der den Gneiss der Gegend von Reitzenhain (Sect. Kuhnhaide) in Sachsen durchbricht, neben Einsprenglingen von Turmalin und Granat. — Durch ihre Einschlüsse von Fragmenten durchbrochener Gesteine sind die Vorkommnisse der Leipziger Gegend (Grauwacken, Schieferhornfelse) die thüringischen von Bad Liebenstein und dem Fuchsstein bei Klein-Schmalkalden (Porphyrite) und die des Schwarzwaldes (Gneisse, krystalline Schiefer) bei Schönau und Schenkenzell interessant. — Turmalin ist allenthalben gelegentlich vorhanden (Bodegang, Seewen im Oberelsass), besonders reichlich und constant in den Elbaer Vorkommnissen.

Agglomerationen der Einsprenglinge, unter denen dann die älteren merklich zu überwiegen pflegen, kommen vor und entsprechen dann in jeder Hinsicht den älteren Ausscheidungen der Tiefengesteine. Die Structur in diesen Agglomerationen ist die hypidiomorphkörnige.

Mechanische Deformationen, wie sie die Einsprenglinge öfter erkennen lassen, zeigen sich in der Grundmasse selten in deutlich erkennbarer Form. Ich rechne hierher die gelegentlich an den Salbändern zu beobachtende Flaserstructur, welche der ganzen Erscheinung nach wohl nicht als ein Fluidalphänomen aufgefasst werden kann und die oft auffallend schlierige Vertheilung von Biotitstriemen in der Grundmasse (Geising bei Altenberg). — Chelius beschreibt an den Granitporphyren des nördlichen Odenwalds sehr deutliche und weitgehende mechanische Deformationen der Einsprenglinge und der Grundmasse, die er allerdings z. Th. als Fluidalphänomene zu deuten geneigt scheint.

Die Granitporphyre treten in weiter Verbreitung und in mehreren Typen, welche noch einer genaueren Bestimmung ihrer gegenseitigen Beziehungen harren, in den Vogesen vom Breuschthale bis zum südlichen Ende des Gebirges auf. In der Umgebung von Hohwald und Saales sind es normale Granititporphyre mit gelegentlicher accessorischer Hornblende, sehr selten mit Augit, auch wohl mit Orthit (zwischen Natzviller und Rothau), und nicht

gerade reich an Quarz. Hoher Quarzgehalt zeichnet die Gänge aus der Umgebung von Gerardmer, Xonrupt, Rupt u. a. aus, die ebenfalls die normale Zusammensetzung der Granititporphyre haben. Während nun die quarzärmeren Gänge regelmässig die mikrogranitische Structur besitzen, zeigen die quarzreichen bald mikrogranitische, bald granophyrische Ausbildung. Hierher gehören auch die von Cohen als augitfrei bezeichneten Gänge aus dem Kammgranit der Vogesen, von denen mir ein prächtiger Granophyr vom Haut du Faîte zwischen Markirch und St. Dié bekannt wurde; er ist auffallend durch hohen, sicher secundären Muscovitgehalt der Grundmasse. — Zu den Syenitporphyren und Minetten hinüber spielen die an Quarzeinsprenglingen sehr armen Gänge der Gegend von Etival, Rochesson, Remiremont u. a. O., welche durch einen ganz hellgrünen Augit unter den Einsprenglingen charakterisirt sind. Der Einsprenglingsquarz dieser Gesteine ist wegen seiner Pyroxen- und Hornblendekränze sicher zum grossen Theil als Einschluss zu betrachten. Er fehlt vollständig in den Gängen, welche Cohen aus dem Urbeiser Gneiss beschreibt. Cohen irrt jedoch, wenn er diese typischen Granitporphyre mit den vollendet hypidiomorphkörnigen Augitgranititen von Lavelline, Neuviller u. a. O. vereinen will.

Eine weite Verbreitung hat die Granitporphyrformation auch im Schwarzwald. Ihr gehören die sog. „älteren Porphyre“ der Schwarzwald-Geologen an. Dieselben führen oft Pinit und sind ausserordentlich oft durch typische Granophyrstructur ausgezeichnet (Allerheiligen, Schutterthal, Triberg, Lenzkirch, Waldshut u. a. O.). Von dem Pinit abgesehen sind diese Vorkommnisse ident mit den vogesischen Granophyrgängen von Hohwald, Barr, Truttenhausen und St. Nabord, an denen zuerst die Beziehung der Granophyrstructur zu dem gangförmigen Auftreten erkannt wurde. — Mikrogranitische Structur fand H. v. Eck an den Gängen SSW. von Blaubronn und am Wege vom Sesselfelsen nach Lauenbach. Dass mikrogranitische und granophyrische Structur in demselben Gange vereint seien, lässt sich in seltener Schönheit an einem Gange im oberen Kinzigthal zwischen Schenkenzell und Alpirsbach beobachten, dessen mittlere Theile die erste, dessen sehr dichte Salbänder die zweite Structur in zierlichster Entwicklung und vollkommener Frische zeigen. Dieser Gang ist auch, wie das gerade für Ganggesteine charakteristisch ist, durch die Häufigkeit an Einschlüssen der durchbrochenen Gesteine ausgezeichnet. — An andern Gängen sind auch

die Salbänder mikrogranitisch, aber von einem fast unentwirrbar feinen Korn.

Im Odenwald tritt Granitporphyr gleichfalls in grosser Häufigkeit und in mehreren, scharf gesonderten Typen auf. Der eine dieser Typen, der besonders durch Chelius' Untersuchungen aufgeklärt wurde, gehört dem nördlichen, hessischen Odenwalde an und möge mit ihm als der Niedermodauer Typus bezeichnet werden. Er tritt in dem Gebiet von Niedermodau, Rohrbach, Ramstadt, Grossbieberau, Erlau, Messbach, Neunkirchen u. s. w. auf und hat fast durchweg die Zusammensetzung eines normalen Granititporphyrs, gelegentlich mit grüner Hornblende (Buchwald bei Oberramstadt) und mit Titanit bei mikrogranitischer, selten granophyrischer (Waldmühle bei Oberramstadt) Ausbildung. Einsprenglinge von Quarz sind nicht sehr reichlich und fehlen oft vollständig. Nach Chelius haben die oft sehr mächtigen und auf weite Entfernungen zu verfolgenden Gänge, solange sie im Granit fortstreichen, nur schmale (2—3 mm) Verdichtung am Salband, dagegen innerhalb der durchbrochenen Schiefer, Diabase und Diorite eine recht breite mit der Structur der unten zu besprechenden Alsbachite. Dieselbe Ausbildung zeigen dann auch ihre Apophysen. Die in ihnen eingeschlossenen Dioritfragmente zeigen oft Spuren einer Umkrystallisation; so ist z. B. die Hornblende zu schmalen Säulchen mit scharfem Querschnitt und zerfransten Längsschnitten umkrystallisirt. Ausgezeichnet sind diese Odenwälder Granitporphyre durch eine, vorwiegend auf die Salbänder beschränkte Parallelstructur, die sich zunächst, wie in vielen andern Granitporphyren (Geising bei Altenberg in Sachsen, nach Cohen auch in den Gängen im Gneiss von Urbeis in den Vogesen, nach Williams in der Menominee und Marquette Region, Michigan), durch eine schlierige Vertheilung der Biotitstriemen kundgiebt. Chelius schildert die Erscheinungen sehr anschaulich an dem Granitporphyr von der Glashüttenmühle und der Mordach bei Eberstadt: „Gegenseitige Zertrümmerungen der Feldspathkrystalle sind oft zu beobachten. Gelbgrüner Magnesiaglimmer und grüne Hornblende winden sich mit der Grundmasse in Bändern um die Feldspathe, so dass wohl eine Fluidalbewegung anzunehmen ist, da das Gestein makroskopisch keine Flaserstructur erkennen lässt. An schmalen Zonen zwischen den Einsprenglingen zeigen die Körner der Grundmasse ein deutliches Aneinanderdrängen in ihrer Längsrichtung. Die Grundmasse ist feinkörniger als in den vorher beschriebenen Gesteinen.

In engen Zwischenräumen mehrerer an einander stossender Feldspathe oder zwischen grösseren Glimmer- und Hornblendeansammlungen wird jedoch das Korn der Grundmasse um das Doppelte grösser. Die Quarzkörner zeigen dann eigenthümliche Striemen und die Feldspathkörner der Grundmasse erweisen sich zum Theil als Mikroklin." — Diese Schilderung ist um so werthvoller, als sie offenbar ohne jede Beeinflussung von theoretischen Vorstellungen gegeben wird. Chelius, Cohen und Williams scheinen in dieser Structur z. Th. eine reine Fluidalerscheinung, z. Th. eine Form der Protoklase, d. h. eine Kataklase während der Krystallisation, also eine Krystallisation unter gleitendem Druck zu sehen (vergl. S. 135). Ein mehrfach wiederholtes Studium dieser Erscheinungen an den Odenwälder Vorkommnissen hat mich erkennen lassen, dass beides richtig ist, dass aber auch echte Kataklase, d. h. Zertrümmerung in starrem Aggregatzustande vorkommt. Besonders beweisend hierfür sind die Quetschzonen in einem Granitporphyr vom Buchwald bei Oberramstadt und der Gang von Grossbieberau.

Einen andern Typus der Odenwälder Granitporphyre stellen die Alsbachite des Melibocusgebietes dar. Sie haben nicht den stofflichen Charakter der Granitporphyre, sondern den der Aplite, was sich in der mineralogischen Zusammensetzung dadurch kundgiebt, dass die farbigen Gemengtheile auf verschwindende Mengen reducirt sind, und structurell dadurch, dass sie holokrystallinporphyrische Structur haben, solange die Gänge im Granit, panidiomorphkörnige (aplitische) Structur dagegen, solange sie im Gneiss stehen. Solche geologische Aequivalenz von porphyrischen Gängen (ich nannte sie damals Quarzporphyre) und von Apliten hatte ich bereits bei dem Studium der Gangbildungen in den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald beobachtet*. Interessant ist der gelegentliche Gehalt der Alsbachite an einem rosarothen Granat und die oft auffällige Streckung und Schieferung der Gänge.

Diese kehrt wieder in den von K. Futterer beschriebenen, von den älteren Odenwald-Geologen zum Gneiss gerechneten Granitpor-

* Hierher gehören wohl auch die „Quarzporphyr"gänge der Rhade de Brest, welche Barrois beschreibt, und die er unter Hervorhebung des Umstandes, dass die Charaktere der Ergussgesteine ihnen fehlen, mit Granitporphyren und Apliten vergleicht. Er betont die randliche Verdichtung derselben und das Auftreten des Granats an den Salbändern.

phyrgängen des südlichen Odenwald, zumal im Grosssachsener Thal. Die Gänge streichen WNW. mit 50—60° Einfall nach NO. (die Gänge des Niedermodau-Typus streichen NW.) und zeigen eine auffallend dünnplattige Absonderung senkrecht zum Salband neben einer weit weniger ausgesprochenen, die etwa der Ganggrenze parallel geht. Die Mächtigkeit liegt etwa zwischen 2 und 6 m. Es sind sehr biotitarme Granititporphyre, die nach den Salbändern hin biotitfrei, einsprenglingsarm und recht feinkörnig werden. Wie die Salbänder der mächtigeren Gänge sind die schmalen Gänge in ihrer ganzen Masse ausgebildet. Diese Gänge zeigen nun die vollkommensten, kataklastischen Streckungserscheinungen, die sie früher für Gneiss halten liessen, und zwar parallel der Gangfläche. In allen Gängen ist die Streckungsebene dieselbe. In dieser sind die Biotite zu Häutchen ausgezogen, die Quarzdihexaëder zu flachen Scheibchen ausgewalzt, die sich auf den Absonderungsflächen als schmale Linien oder flache Ellipsen projiciren. Den Verlauf dieser Streckungsphänomene am Feldspath, am Quarz und an den Biotiten hat Futterer sehr eingehend geschildert und abgebildet. Die Feldspatheinsprenglinge sind Orthoklas und Mikroklinmikroperthit. Oligoklas tritt nur sehr spärlich auf.

Ähnliche dynamische Erscheinungen erörtert J. Lehmann bei der Beschreibung eines 50 m mächtigen Ganges im Gneiss an der Watawa bei Burg Reichenstein in Böhmen; derselbe zeigt am Salband felsitschiefrige Entwicklung und geht durch eine Flaserporphyrfacies in normalen Granitporphyr mit granophyrischer Grundmasse über. Auch innerhalb der normalen Gesteinspartie treten wieder felsitschieferähnliche Zonen (Quetschzonen) auf.

Phänomene der dynamischen Streckung bis zur Entwicklung gneissartiger Facies beschreibt Futterer ferner von dem Granitporphyr der Griesscharte in den Zillerthaler Alpen. Die bis zu 10 cm grossen Feldspatheinsprenglinge sind stark ausgezogen und haben hinter und vor sich in Folge der Streckung todte Räume, die mit Quarz-Feldspathaggregaten erfüllt sind. Sie werden schliesslich zu linsenförmigen Massen, die parallel der Streckungsrichtung des Gesteins geordnet sind und öfters zusammenfliessen und so die Quarz-Feldspathlagen des Gneiss im Gegensatz zu den glimmerreicheren Lagen liefern, die der Grundmasse des Granitporphyr entsprechen. Um die Feldspathe herum sind oft secundäre Muscovithäute gebildet. — Die Quarzeinsprenglinge sind zu spindelförmigen Aggregaten geworden, die sich um die Feldspathe herum-

schmiegen. — Ein malakolithischer Pyroxen findet sich in den Quetschzonen; Granat ist ein spärlicher Gemengtheil; der Orthit des unveränderten Granitporphyr ist verschwunden und Zoisit an seine Stelle getreten. — Futterer beschreibt, ebenso wie Becke an den Tonaliten (S. 219), die „granophyrischen Zapfen" an den Rändern und auf Bruchzonen der Orthoklase und Mikrokline, sowie in den todten Räumen vor und hinter den Feldspatheinsprenglingen, während sie der eigentlichen Grundmasse des Gesteins fehlen. Er nennt diese Gebilde Mikropegmatit und hält sie für secundär, wie das Romberg schon früher bei verwandten Vorkommnissen gethan hat.

Über Granitporphyre des Montblanc-Gebietes und dynamische Phänomene in denselben verdanken wir Duparc, Graeff, Mrazec und Ritter Mittheilungen.

Die vielbesprochenen tertiären Granitporphyre von Elba, welche sich durch einen constanten Turmalingehalt auszeichnen, wurden in jüngerer Zeit von Matteucci einer eingehenden Untersuchung ihres Bestandes und ihrer geologischen Beziehungen unterworfen. — In der Gegend von Campiglia Maritima treten ebenfalls Gänge von tertiärem Granitporphyr in naher geologischer Beziehung zu Nevaditen und Graniten auf, die besonders von Lotti geologisch erforscht, von G. vom Rath und Dalmer petrographisch beschrieben wurden. — Einen durch die Mannichfaltigkeit seiner Grundmassestructur interessanten Granitporphyr lernte ich durch die Freundlichkeit von H. Reusch von dem Inselchen Les Sanguinaires, Corsica, kennen.

An der Grenze von Granitporphyr und Syenitporphyr stehen Gänge, welche Loretz aus cambrischen Schiefern des Schleuse- und Masserthales unterhalb des Tanngrundes im SO. Thüringens beschreibt. Auffallend ist ihre Armuth an Kalk, welche an den Alsbachit-Typus des Odenwaldes erinnert.

Das Gleiche gilt von Gängen aus dem Elbthal-Granitmassiv, welche Sauer als „feinkörnig porphyrische Granite und Granophyre" beschreibt. Die Structur der mächtigeren Gänge ist in der Mitte fast rein granitisch, an den Salbändern derselben und in den schmäleren Gängen wird das Gestein makroskopisch felsitfelsähnlich. Quarz fehlt unter den Einsprenglingen; trotzdem ist granophyrische Entwicklung sehr verbreitet. — Zwischen Wurzen und Treben, im Kreise Leipzig, setzt ein über 10 km langer, bis zu 1 km Mächtigkeit anschwellender Granitporphyrgangzug auf, der genetisch mit den Pyroxenquarzporphyren dieses Gebietes zusammenhängt,

theils von sehr grobem Korne und dann gewöhnlich ganz pyroxenfrei (Beucha), theils feiner körnig, meist mikrogranitisch, selten granophyrisch struirt. Dann führt er in vorzüglich idiomorphen Einsprenglingen einen gelben Bronzit nebst spärlicherem diopsidischem Augit. Accessorischer Granat ist nicht selten, Einschlüsse der durchbrochenen Gesteine sehr häufig. — Gänge des Erzgebirges zwischen Dippoldiswalde und Altenberg beschreiben Schalch und Dalmer.

Zu den typischen Granophyren gehört der Gang an der Kirche Wang bei Schmiedeberg in Schlesien. — Mehrkeratophyrischen Charakter hat ein Gang von der kleinen Insel Skotningen bei Bömmelö an der Westküste von Norwegen, den H. Reusch entdeckte.

Berühmt durch die Mannichfaltigkeit seiner structurellen Entwicklung ist durch Lossen's meisterhafte Beschreibung der zwischen dem Ramberg- und Brockengranit-Massiv verbindende „Bodegang" im Harz geworden. Auch stofflich treten in diesem Gange zwei verschiedene Facies auf, die so ziemlich dem Niedermodauer und Alsbachittypus des Odenwalds entsprechen.

Zu den schönsten Granophyren gehören die zuerst von Ward (Q. J. G. S. 1876. XXXII. 16) beschriebenen Intrusivmassen von Carrock Fell im Lake-District Nord-Englands, deren Beziehungen zum Gabbro letzthin Harker erörterte (S. 229).

Eine solche Verknüpfung intrusiver granophyrischer Massen mit Gabbros kehrt an mehreren Punkten der Erde wieder. Von besonderer Wichtigkeit erscheinen diese Verhältnisse auf Skye, wo die Granophyre nach Geikie's, allerdings von Judd bestrittener Darstellung (S. 318) jünger sind, als die Gabbros, die ihrerseits jünger sind als die miocänen Deckenbasalte. Diese Granophyre, denen sich auch mikrogranitische Granitporphyre zugesellen, bilden Gänge und kleine stockförmige Massen (bosses) und besitzen granitische Centren und quarzporphyrische Rand- und Effusivfacies, durch welche sie mit gleichstruirten Ergüssen verbunden werden. Die randliche Verdichtung ist indessen keineswegs immer vorhanden, oder doch nicht bis zu mikrofelsitischer Entwicklung gegangen, denn Geikie setzt hinzu: „the granitic structure is sometimes exhibited even at the very edge, and not only so, but in the dykes that protrude from the bosses into the surrounding rocks." Man wird allerdings „granitic" hier nicht mit hypidiomorphkörnig, sondern mit holokrystallin übersetzen müssen.

Auch Bayley beschreibt natronreiche Granophyre (er nennt sie Quarzkeratophyre) vom Pigeon Point, Minnesota, mit Anorthoklas als herrschendem Einsprenglingsfeldspath, welche granitoide Facies haben und mit dem Gabbro, den sie durchsetzen, durch eine mächtige Zwischenzone übergangsartig verbunden sind. Die eingehende Darstellung der Verhältnisse durch Bayley giebt keine vollkommene Klarheit der offenbar verwickelten Verhältnisse. So ist die Mischzone nur vorhanden, wo der Granitporphyr körnige Structur besitzt; sie fehlt vollkommen, und die Grenze der Gesteine ist eine scharfe, wo er granophyrisch entwickelt ist. Da die Mischzone selbst körnige Structur besitzt, so müsste ihre Entstehung ein Tiefenvorgang sein, aber dann könnte kein Granophyr mit scharfer Grenze gebildet werden. In der Nähe des Granophyr begegnet man in den kalkhaltigen Feldspathquarziten Nestern von Epidot, welche als eine Contactbildung angesehen werden. Der Urheber dieser Contactwirkungen kann nach Bayley's Karte nur der Granophyr sein. — Offenbar gehört der Gabbro, wie aus Lawson's Beobachtungen hervorgeht, zu dem Vor-Keweenaw'schen Grundgebirge, der Granophyr zu der von Lawson nachgewiesenen Intrusivserie des Lake Superior. Nach den mitgetheilten Analysen hat der Granophyr alsbachitischen Charakter und sein Anorthoklas-Feldspath beweist, dass er alkaligranitischen Magmen zugehört. So führt er hinüber zu den Granitporphyren der foyaitischen Magmen, wie das Bayley auch offenbar durch die Benennung Quarzkeratophyr andeuten will. Auf dem Little Brick Island, welches dicht vor dem Pigeon Point im Lake Superior liegt, wird von dem Gestein gesagt, dass es „appears as a flow".

Sollas beschreibt, wie die im District von Carlingford in Irland aus dem Granitit in den Gabbro eindringenden Granophyrgänge aus diesem Plagioklas (Bytownit) und Diallag aufnehmen, die nun wie Einsprenglinge aussehen. Nach Analogie des von Iddings für „Einsprengling" geschaffenen Wortes Phenocrysts, nennt Sollas diese Pseudo-Einsprenglinge Xenocrysts und möchte die eingeschlossenen Gesteinsfragmente Xenoliths nennen. Die Diallag-Xenocrysts sind unter Ausscheidung von Magnetit im Granophyr heller grau geworden und in extremen Fällen sogar zu Aggregaten von farblosem Augit umgewandelt, die dann in Folge der Fluctuation des Gangmagmas recht gleichmässig durch dieses vertheilt wurden. In andern Fällen erscheint der Diallag von den Spaltrissen aus zu braunem Biotit oder von den Rändern her zu brauner Horn-

blende umgewandelt, welch letztere dann mit Magnetit und reichlichem Quarz vergesellschaftet ist. — Die Bytownit-Xenocrysts sind corrodirt, randlich saurer geworden und oft mit Orthoklas umsäumt. Wo diese höhere Acidität sich randlich entwickelte, da ist die braune Bestäubung verschwunden, die im unveränderten Kern sich noch findet. — Gabbro-Einschlüsse bis zu Zollgrösse sind in einen olivinfreien Basalt verwandelt, der etwas Biotit führt. — Was Sollas hier als Xenocrysts beschreibt, ist eine nicht seltene Erscheinung in Granit- und Syenitporphyren (zumal in den Vogesen) auch da, wo eine Vergesellschaftung mit Gabbro durchaus fehlt, und erklärt sich unschwer aus der Entwicklungsgeschichte des Gesteins. Die Beschreibung bei Sollas erlaubt die Vermuthung, dass zwei verschiedene Kategorien von Phänomenen zusammengeworfen wurden.

Während alle bisher angeführten Vorkommnisse der Granitporphyre stofflich als Gangfacies von granititischen, amphibolgranititischen und augitgranititischen Magmen anzusehen sind, scheinen in den Elvanen von Cornwall Granitporphyre mit Biotit und Muscovit vorzuliegen, welche also mit den eigentlichen Graniten in eine Parallelstellung zu bringen wären. — Handstücke von zweiglimmerigen Granitporphyren mit gut idiomorphem Biotit und Muscovit wurden mir auch aus der Gegend von Epprechtstein und vom Ochsenkopf im Fichtelgebirge bekannt. Doch haben diese Gesteine keine Ähnlichkeit mit den Elvanen, insofern ihre Grundmasse weit grobkörniger ist.

Den Amphibolgraniten würde mineralogisch ein granophyrischer Hornblende-Granitporphyr (orthitführend) entsprechen, der mir im Handstück von Schwarzenbach in Kärnten vorliegt. Er spielt durch seinen hohen Plagioklasgehalt hinüber zu den Tonalitporphyriten.

Eine eigenthümliche Erscheinung bilden die gemischten Gänge, welche Pringsheim aus der Gegend von Liebenstein, Weiss aus dem unteren Trusenthale und Bücking aus derselben Gegend (Schmalkalden und Brotterode) in Thüringen beschrieben haben. Es treten dabei in derselben Gangspalte verschiedene Gesteine, nach Bücking entweder Syenitporphyr und Gangmelaphyr, oder Granitporphyr und Gangmelaphyr, oder Granitporphyr und Syenitporphyr, oder endlich Granitporphyr, Syenitporphyr und Gangmelaphyr in derartiger Vertheilung auf, dass stets das kiesel-

säureärmere Gestein am Salbande liegt. Der Bau der Gänge ist fast durchweg symmetrisch von der Mitte aus und die dunklen Salbänder beiderseits sind in der Regel gleich breit. Ein unsymmetrischer Bau der Gänge ist höchst selten. Schon dadurch giebt sich der Einfluss der abkühlenden Gangwände kund und lässt nicht an eine wiederholte Füllung der Spalte, sondern nur an einen Zerfall des Eruptivmagmas als Erklärung denken, wie das Bücking denn auch thut. — Was Bücking Gangmelaphyr nennt, ist ein Gestein von recht wechselnder Zusammensetzung und Structur, welches er theils mit gewissen Proterobastypen, theils mit palatinitischen Melaphyren vergleicht. In allen Fällen hat dasselbe einen lamprophyrischen Charakter. Die Grenze zwischen dem sauren und basischen Ganggestein ist im Allgemeinen (im Trusenthal zwischen Herges und Auwallenburg, Restauration Ittershausen) eine scharfe, seltener eine allmählige und für solche Fälle hält Bücking seine Untersuchungen nicht für abgeschlossen. — Die Spaltung in dem Gangmagma bringt Bücking in eingehend entwickelter Hypothese in ursächliche Beziehung zu der Nähe des Eruptivherdes und dem dadurch bedingten grösseren Druck des aufsteigenden Magmas, womit er sich allerdings in einen gewissen Gegensatz zu älteren Versuchsresultaten Bunsen's setzt. Zur thatsächlichen Begründung seiner Speculation führt er an, dass in gewissen Gängen (Elmenthal-Süd) die höheren Theile nur aus Syenitporphyr bestehen, während in tieferen Theilen Granitporphyr mitten im Syenitporphyr und dazu randlich Gangmelaphyr erscheint, dass ferner in blind endenden Gängen der Gangmelaphyr auch die Kappe über dem Syenitporphyr bildet. Die abkühlende Wirkung der Gangwände dürfte diese Erscheinungen unschwer erklären.

Durchaus analoge Verhältnisse fand Holst und beschrieb Eichstädt schon 1883 an 20—100 Fuss mächtigen Gängen der Gegend von Lessebo, Lenhofda, Oscarshamn und Hvetlanda in Småland, deren Centrum aus einem, Quarzporphyr genannten Granitporphyr besteht, der beiderseits ein nur wenige Fuss mächtiges Salband von basischen Gesteinen hat, welche Eichstädt mit Epidioriten vergleicht. Ein nur einseitiges Auftreten des basischen Salbandes oder gänzliches Fehlen desselben wurde auch hier nur selten beobachtet.

Ebenso beschreibt O. Nordenskjöld aus dem Granitgebiet des östlichen Småland, zumal von der Nähe der Hälleflintgrenze, gemischte Gänge mit saurer Mitte und basischen Salbändern. Die

Grenze zwischen beiden wird als recht scharf bezeichnet, doch kommen basischere Partieen einschlussartig in den sauren vor und andererseits enthalten die basischen Gangtheile Mineralien, die den sauren angehören. Die sauren Centren der Gänge bestehen wesentlich aus Granitporphyr mit mikrogranitischer oder granophyrischer Grundmasse, dessen Glimmergehalt auf die Grenze gegen das basische Salband oder auf basischere Ausscheidungen im Granitporphyr beschränkt, nicht allgemein vertheilt ist. Die basischen Ränder der Gänge werden als Dioritporphyrit und Uralitdiabasporphyrit beschrieben und sind offenbar dasselbe, wie Bücking's Gangmelaphyr.

Ich möchte hierher auch Törnebohm's Gänge von „Felsit" mit Salband von „Trapp" aus der Grube von Falun rechnen. Der „Trapp" bildet auch selbständige Gänge. Törnebohm unterscheidet hier zwei Trapptypen: 1) den Sturetypus von bald grüner, bald grauer Farbe. Die grüne Abart besteht aus einem feinkörnigen Gemenge von Quarz, Orthoklas, Plagioklas und grüner Hornblende mit Magnetit, Ilmenit und etwas Biotit. Die Structur ist keine reine Eruptivstructur, nähert sich aber der panidiomorphen der Vogesite. Die Hornblende der grauen Abart ist blass braungelb, oft mit grünem Kern, z. Th. auch grösser und besser idiomorph. Brauner Glimmer ist häufiger, Törnebohm betrachtet diese Abart als eine dynamometamorphe Facies der grünen. Spärlich wurde in der grauen Abart auch Anthophyllit beobachtet, der dem Gestein sonst fremd, in dem durchbrochenen Quarzit dagegen recht verbreitet ist. Im Feldspath des grauen Trapps hat sich viel Skapolith gebildet und der Magnetit ist oft durch eine falunitartige Substanz verdrängt, in der bisweilen Pseudobrookit-ähnliche Kryställchen beobachtet wurden. Pyrit ist reichlich vorhanden und verwächst gern mit Magnetit, den er stellenweise sogar verdrängt. — 2) Der Frithjoftypus (die Namen sind nach Grubenorten gegeben) ist arm an Quarz oder quarzfrei und reicher an Amphibol. Der Feldspath ist Plagioklas und sinkt auf sehr kleine Mengen herab. Auch bei diesem Typus giebt es nach der Farbe der Hornblende eine grüne und eine graue Abart, deren Beziehungen zu einander dieselben sind, wie im ersten Falle. — Törnebohm weist die Ansicht zurück, dass hier eine basische randliche Ausscheidung anzunehmen sei, weil die Grenze von Felsit und Trapp stets scharf sei und weil der Trapp selbständige Gänge bilde.

Auch Cole beschreibt und bildet ab eine Art gemischten Gang

aus den ordovicischen Schichten der Küste von Irland bei Glasdrummon Point in Co. Down. Die Gangspalte wird central von granophyrischem Quarzporphyr (Eurite), beiderseits randlich von einem basischen Porphyrit (andesitic basalt) erfüllt. Bis auf geringere Entfernung von der Berührungsfläche finden sich Fragmente des basischen Gesteins im sauren, deren Dimensionen bis zum Mikroskopischen herabsinken. Andererseits finden sich Quarzeinsprenglinge des Granophyr mit ihrer normalen grünen Contacthülle, die sie auch im Granophyr haben, in dessen basischem Randgestein, und Feldspatheinsprenglinge des Granophyr ragen in dasselbe hinein. Auch scheint eine Art Mischzone zwischen dem sauren und basischen Gestein ausgebildet zu sein. Auf die Beziehungen, welche manche dieser Verhältnisse mit den Quarzbasalten haben, weist Cole mit Recht hin und hebt die Schwierigkeiten hervor, die sich einer Erklärung durch einfache Spaltung entgegenstellen.

Max Koch (Jahrb. k. pr. geolog. Landesanstalt für 1885. XXVII) erwähnt, dass der graue Porphyr (Syenitporphyr) des Blatts Wernigerode randlich in diabasähnliche Gesteine übergehe. Der Übergang ist jedoch ein allmähliger, kein abrupter*.

Zweifellose Contactphänomene sind bisher von Granitporphyren nicht beschrieben worden. Im Sinne der in der französischen Petrographie verbreiteten Anschauung, aber mit aller Reserve, stellt Bergeron in seinen oben citirten, ausserordentlich lehrreichen Untersuchungen über die Montagne Noire bei Graissessac im Süden des Plateau Central hierher ein Porphyroid genanntes Gestein, welches Einsprenglinge von Orthoklas, Anorthoklas, Oligoklas und Quarzdihexaëdern führt. Die letzteren bestehen aus mehreren Quarzkörnern, die von Quarzsubstanz verkittet sind und auch die Feldspathe werden von Quarz durchädert, mit dessen Lösungen auch Schiefersubstanz in die Feldspathe eingeführt sein soll. Die Grund-

* Beck beschreibt von Section Nassau in Sachsen (NO. Bienenmühl) einen Gang von „feinkörnigem Augitsyenit", dessen 7—8 m mächtige Mittelpartie orthoklasreich und augitarm ist; sie wird durch zwei, z. Th. mit Letten erfüllte Klüfte geschieden von zwei 3—4 m mächtigen, seitlichen, scharfbegrenzten Grenzzonen, die orthoklasarm und sehr augitreich sind, die also lamprophyrischen Charakter haben. Über die Structur dieser Gänge ist leider Nichts gesagt. Offenbar liegt aber hier ein Phänomen anderen Charakters vor, als ihn die oben beschriebenen gemischten Gänge haben. Ähnliche Verhältnisse zeigen mehrere andere Gänge auf Blatt Nassau.

masse besteht aus vorherrschendem Quarz, Orthoklas und Plagioklas, nebst Biotithäufchen und wenig Sericit. Es wäre nun dieses Porphyroid durch Einwirkung und Stoffabgabe von Granitporphyrgängen (microgranulites) aus Schiefer entstanden. — In Verknüpfung mit diesem Porphyroid wird ein Blaviérite genanntes Gestein gebracht; dasselbe würde gewissermaassen ein Endglied dieser metamorphosirenden Einwirkung auf Schiefer darstellen. Der Blaviérit tritt nur in der Nähe der Verwerfungen auf, seine Lagerungsformen sind die eines Eruptivgesteins, seine Zusammensetzung einigermaassen wechselnd, je nachdem das Material des Eruptivgesteins oder das Schiefermaterial vorherrscht. Hervorzuheben ist es, dass Bergeron selbst die Möglichkeit betont, dass diese Porphyroide vielleicht echte Tuffporphyroide oder dynamisch veränderte granophyrische Granitporphyre seien. Er citirt dabei selbst die weiter unten besprochenen, von Jacquot und Michel-Lévy beschriebenen, Vorkommnisse aus der Vallée d'Aspe und ein von Oehlert und Munier-Chalmas (Oehlert, Notes géologiques sur le département de la Mayenne 1862. 134) erörtertes Analogon aus der Mayenne. — Nach der Beschreibung, die Bergeron in seinem genannten Werke über das Ancien Massif au Sud du Plateau Central von den Blaviériten giebt, scheint mir die Deutung derselben, als eines aus Quarzporphyren hervorgegangenen Porphyroides, die richtige zu sein. — In der Mayenne treten die Blaviérite ohne jede Verbindung mit Eruptivgesteinen auf, werden aber trotzdem von Munier-Chalmas durch Einwirkung solcher auf Schiefer erklärt. — Diese Blaviérite haben ihre Hauptverbreitung in der Gegend von Graissessac, ferner zwischen Avesnes und Bouquet d'Orb, bei Lodève, Andabre, zwischen Murat und Lacaune. — Auch im Rouergue (Boa bei Réquista, Asprières) stehen die Blaviérite nicht mit Eruptivgängen in Beziehung. — Die „Microgranulites" von Bergeron werden von andern (Rouville) Quarzporphyre genannt und dürften vielleicht einem Alsbachit-ähnlichen Typus zugehören.

Granitporphyre, welche zu den Alkaligraniten als Gangform gehören, sind anscheinend bisher, vielleicht mit Ausnahme des oben besprochenen Vorkommens am Pigeon Point, Minn., nicht bekannt geworden. Die den Nordmarkiten entsprechenden porphyrischen Gangformen des Christianiagebiets sind recht quarzarm und sollen bei den Syenitporphyren ihre Besprechung finden.

Familie der Syenitporphyre.

Als Syenitporphyre sind hier solche Ganggesteine bezeichnet, die bei vorwiegend feldspathiger Zusammensetzung in einer dichten, fast stets für Auge und Loupe unauflösbaren, bald röthlichen bis braunen, bald graugelben oder graugrünen Grundmasse viel Feldspatheinsprenglinge und weniger Einsprenglinge von Mg- und Fe-haltigen Gemengtheilen besitzen. Ihre Structur ist durchweg eine holokrystallin-porphyrische, wie diejenige der Granitporphyre, mit denen sie auch die häufige Verfeinerung des Kornes nach den Salbändern der Gänge hin theilen. Damit ist gelegentlich eine Abnahme in der Menge der Einsprenglinge und ihrer Grösse verbunden. Das Charakteristische gegenüber den Granitporphyren liegt in dem Fehlen des Quarzes unter den Einsprenglingen und dem spärlicheren Auftreten dieses Minerals in der Grundmasse. Den meisten Syenitporphyren ist es eigen, dass unter den Feldspatheinsprenglingen zwillingsgestreifte Plagioklase reichlich, oft bis zu gleichen Theilen und mehr noch als ungestreifte vorkommen. Durch die Zunahme dieser entwickeln sich Übergänge zu den Dioritporphyriten. Mit den Granitporphyren sind sie durch gelegentliches Anwachsen des Quarzgehaltes in der Grundmasse verbunden. Erfahrungsgemäss wird die Grundmasse der Syenitporphyre nur selten phaneromer und so grobkörnig, wie dieses bei Granitporphyren so häufig der Fall ist.

Die im Allgemeinen kleineren Feldspatheinsprenglinge sind entweder säulenförmig nach der Klinodiagonalen, oder tafelförmig nach M und zeigen, wenn frisch, ebenso wie in den Granitporphyren zonare Structur. Doch sind frische Feldspathe in den der hier gegebenen Beschreibung zu Grunde gelegten Typen der Vogesen, welche gangförmig in den Devon- und Culmschichten dieses Gebirges und den diesen Formationen eingeschalteten Tiefengesteinen aufsetzen, recht selten. Ihre Farbe ist bald roth durch feinvertheiltes staubförmiges Eisenerz, bald grünlich oder gelblichgrün durch Epidot, dessen häufige Neubildung für die ganze Gesteinsgruppe geradezu charakteristisch ist. Die normale Verwitterung zu Kaolin ist bei der Rothfärbung der Feldspathe verbreiteter, als bei der Epidotisirung. — Die meistens schmal leistenförmigen Plagioklase gehören nach ihrem optischen Verhalten den saureren Gliedern der Plagioklasreihe an; sie verwittern in derselben Weise, wie die Orthoklase und zumal die Epidotisirung ist sehr verbreitet; auch Calcit ist

oft durch die ganze Feldspathmasse, wie auch durch das gesammte Gestein fein vertheilt.

Von nicht feldspathigen Gemengtheilen erscheinen Hornblende, Magnesiaglimmer und Augit unter den Einsprenglingen; selten ist eines dieser Mineralien allein vorhanden, aber es herrscht doch meistens eines derselben derart vor, dass man danach eigentliche oder Hornblendesyenitporphyre, Glimmersyenitporphyre und Augitsyenitporphyre unterscheiden könnte.

Die Hornblendesyenitporphyre sind in den nördlichen Vogesen, in dem Gebirgsstock des Hochfeldes (Umgebung von Hohwald im Andlauthal und bei St. Nabor unter St. Ottilien) und im oberen Breuschthale bei Saales verbreitet, die Glimmersyenitporphyre herrschen in den südlichen Vogesen in der Umgebung von Gerardmer, Remiremont, St. Maurice, Felleringen als der häufigere Typus und treten nach Deecke auch zwischen dem Grossen und Kleinen Langenberg im Granit des Elsässer Belchen auf. Beide Typen sind, wie oben bereits angegeben, mit Granitporphyren vergesellschaftet.

Die sehr selten frische Hornblende von grüner, auch wohl braungrüner Farbe bildet kurz säulenförmige Krystalle, die in der Prismenzone stets die gewohnten Flächen in scharfer Ausbildung zeigen, terminal weniger scharf durch ein flaches Dach begrenzt werden und nicht selten die Zwillingsbildung nach $\infty P\breve{\infty}$ besitzen. Chloritisirung unter Ausscheidung von Epidot ist die normale Art der Umbildung und in den vogesischen Vorkommnissen meistens bis zur fast vollständigen Verdrängung des Amphibols vorgeschritten. Neben Hornblende ist Biotit fast stets, Augit seltener, gelegentlich auch beide Mineralien unter den Einsprenglingen vorhanden.

Der, soweit nicht chemische oder mechanische Deformationen verändernd eingriffen, stets streng idiomorphe Magnesiaglimmer bildet sechsseitige Tafeln von brauner bis rothbrauner Farbe, mit denselben Eigenschaften, wie in den Granitporphyren. Auch er wird leicht in grünen Chlorit umgewandelt und besitzt die gewöhnlichen Einschlüsse von älteren Ausscheidungen, zumal Zirkon und Apatit. Dieser braune Glimmer ist bei weitem der häufigste dunkelgefärbte Einsprengling. Neben demselben tritt in den Vogesen (Sapois, Felleringen etc.) ganz constant ein hellgrüner Pyroxen in prismatischen Krystallen der Diopsidform auf, welcher sich ebenfalls in Chlorit oder in Serpentin oder in ein Gemenge dieser beiden Substanzen umwandelt, wobei der Chlorit sehr oft in zier-

lichen Sphärokrystallen ausgebildet ist. Zwillinge nach (100) sind bei dem Augit sehr verbreitet, auch pinakoidale Spaltbarkeit neben prismatischer mehr oder weniger deutlich vorhanden.

Wo Augit der herrschende, nicht feldspathige Gemengtheil unter den Einsprenglingen ist, hat er ebenfalls zumeist den Diopsidhabitus und grüne Farbe.

An accessorischen Einsprenglings-Mineralien sind die Syenitporphyre sehr arm. Nur in den sehr granitporphyrähnlichen Glimmersyenitporphyren der Südvogesen ist Titanit einigermaassen verbreitet. — Dagegen führen alle Syenitporphyre ganz ebenso, wie die mineralogisch entsprechenden Tiefengesteine etwas Zirkon, meistens reichlich Apatit und schwankende Mengen von Eisenerzen. Die beiden erstgenannten Mineralien erweisen sich durch Idiomorphismus und durch ihr Auftreten als Einschluss in allen andern Componenten, das Eisenerz weniger durch seine Form als durch den letzteren Umstand, als die Erstlinge der Gesteinskrystallisation. Da das Eisenerz sehr oft die Umrandung durch körnige, oder seltener durch stenglige Titanitaggregate zeigt, so dürfte es zum Ilmenit oder zu titanhaltigem Magnetit gehören. Statt des Titanits oder neben demselben entwickelt sich gelegentlich auch Rutil aus dem Eisenerz, wie z. B. in den Syenitporphyren von der Kirche Trautenstein bei Elbingerode am Harz. Seine Form ist diejenige dicker Körner oder kurzer Säulen, während er dort, wo er bei der Zersetzung des Magnesiaglimmers entsteht, allenthalben lange und sehr dünne Nadeln bildet.

Auf die Ausscheidung des Zirkons, des Apatits und der Erze erfolgte die Krystallisation des Titanits und des Olivins, wenn dieser vorhanden ist, dann diejenige des Glimmers und der Bisilikate, endlich diejenige der Feldspathe. Damit schloss der erste Act der Verfestigung der Syenitporphyre ab. In einer darauf folgenden Periode entwickelte sich die Grundmasse.

Diese besteht allenthalben vorwiegend aus Feldspath; derselbe bildet bei normaler Ausbildung kurz rectanguläre Durchschnitte, die nur bei hohem Glimmergehalt des Gesteins gelegentlich angenähert leistenförmig werden. Der ungestreifte Feldspath herrscht ganz entschieden vor; ja in sehr vielen Syenitporphyrgrundmassen sucht man vergeblich nach gestreiften Feldspathen. — Nächst Feldspath ist Quarz der constanteste Gemengtheil der Grundmasse. In manchen Syenitporphyren kehrt in der Grundmasse die Bildung von Glimmer, Augit oder Hornblende nicht wieder; in andern finden sich diese

Gemengtheile in zweiter Generation und sehr kleinen Individuen ziemlich reichlich. Sie sind dann sehr oft in Chlorit und Carbonate umgewandelt und bisweilen kaum oder gar nicht mit Sicherheit aus der Form dieser Pseudomorphosen zu bestimmen. — Farbloser Glimmer scheint nur in den recht quarzreichen, den Granitporphyren genäherten Vorkommnissen aufzutreten. Seine secundäre Natur erscheint mir zweifellos.

Die Structur der Grundmasse ist durchaus ähnlich derjenigen der Grundmasse der Granitporphyre und die dort besprochenen Typen kehren hier fast sämmtlich wieder. Die verbreitetste Ausbildung ist es, dass die Feldspathe der Grundmasse durchweg idiomorph sind, bei meistens kurz rectangulärer, selten etwas leistenförmiger Ausbildung. Die winzigen Intervalle derselben werden bald von allotriomorphem Quarz, seltener von granophyrischen Quarz-Feldspath-Verwachsungen, etwas häufiger von Feldspathsphärokrystallen (Pfriemthal bei St. Nabor) ausgefüllt. — Das Korn dieser Grundmasse wird nicht selten so fein, dass in der Dicke auch eines sehr dünnen Präparats noch mehrere Schichten von Gemengtheilen über einander liegen. Dann sieht man durch jede höhere Schicht hindurch auch die tieferen und erhält damit den Eindruck sehr unregelmässiger, allotriomorpher Begrenzung der Gemengtheile. Die Betrachtung der dünnsten Ränder zeigt jedoch, dass auch hier eine durchaus idiomorphe Entwicklung der Feldspathe vorliegt. — Es giebt jedoch Gesteine, in denen allerdings die Feldspathe der Grundmasse durchweg allotriomorph sind, wie das auch bei den Granitporphyren beschrieben wurde. Und auch hier erscheint diese Ausbildung stets verbunden mit einer Parallelstructur, die bald fluidal, bald dynamisch sein mag.

Hornblendesyenitporphyre, wie sie hier aus den Vogesen des Unter-Elsass beschrieben wurden, aber mit sehr reichlichem Glimmer, kommen auch im südlichen Schwarzwald bei Schönau vor. Ob die von Doelter beschriebenen verwandten Ganggesteine aus dem Monzonit vom Nordabhang der Ricoletta und aus der Gegend von Predazzo hierher gehören oder zu der Gruppe der Alkalisyenitporphyre, ist mir sehr zweifelhaft. Dasselbe gilt von dem Syenitporphyr aus dem Igalliko-Fjord in Grönland, welchen Vrba (S. W. A. 1874. LXIX. 16) beschreibt. v. Lasaulx erwähnt von den Orthoklasen eines Syenitporphyrs aus dem Vicentinischen bei Pieve Zwillinge nach oP und konnte aus der Grundmasse desselben amorphes Kieselsäurehydrat durch Behandlung mit Kalilauge ausziehen.

Auch die Glimmersyenitporphyre der Südvogesen kehren im Schwarzwald in der Umgebung von Triberg als Gänge im Gneiss wieder. Unterscheidend ist der von Williams beobachtete Umstand, dass diese Gesteine neben Magnesiaglimmer keine Bisilikate (Augit oder Amphibol) erkennen liessen. — Ebenso treten hierher gehörige Gesteine im Harz bei Wernigerode auf, welche aber neben Glimmer auch in Chlorit oder Serpentin umgewandelte Bisilikate enthalten. — In der Gegend von Schmalkalden und Brotterode treten nach Bücking dunkle feinkörnige Syenitporphyrgänge auf, die in holokrystalliner, bald mikrogranitischer, bald granophyrischer Grundmasse aus ungestreiftem Feldspath und Quarz Einsprenglinge eines Na und Ca haltenden Kalifeldspathes, ferner solche von Plagioklas, etwas Biotit, Augit und z. Th. wohl uralitische Hornblende enthalten. — Andere Abarten sind röthlichbraun und führen Quarz, der durch dunkle Biotit- und Hornblendehüllen als Fremdling charakterisirt ist. Der Feldspath hat Zonarstructur bei wechselndem Gehalt an Ca und Na. Die Grundmasse ist holokrystallin. Die Gesteine scheinen sich keratophyrischen Gangtypen zu nähern, wie dieses auch von Gängen an der Chaussée Wernigerode-Rübeland im Harz gilt, die sehr arm an farbigen Gemengtheilen sind und unter deren Feldspatheinsprenglingen neben Orthoklas auch Mikroklinmikroperthit vorkommt (der Mikroklin ohne Zwillingsstructur). Ihr Grundmassefeldspath ist leistenförmig. — Auch in Portugal kommen verwandte Gesteine in der Gegend von Elvas und Campo Maior vor; sie nähern sich durch Glimmerreichthum und mehr leistenförmige Feldspathe etwas den Minetten. Ihr Glimmer enthält in nicht mehr frischem Zustande oft viel Eisenglimmerblättchen, wie das auch sonst in dieser Familie von Ganggesteinen wohl der Fall ist.

Die bisher besprochenen Syenitporphyre sind eine Gangform der Alkalikalksyenite. Syenitporphyre, welche nach mineralogisch-chemischem Bestande und geologischem Verbande zu den Alkalisyeniten vom Pulaskit-, Åkerit-, Albany-, Umptekit- und Laurvikit-Typus gehören, sind bisher nur in geringer Verbreitung bekannt geworden. Sie erweisen sich als hierher gehörig durch die Natur ihrer Feldspathe, durch die meistens geringe Menge und die Natur ihrer farbigen Gemengtheile und durch ihre Structur. Äusserlich kennzeichnen sie sich durch ihre hellen, gelblichrothen, graugrünlichen oder graulichweissen Farben und sehr oft durch eine trachytähnliche

Rauhheit ihrer Grundmassen. Sie spielen allenthalben, wo sie bisher bekannt wurden, in eine der aplitischen Gangformen der foyaitischen Magmen, die Bostonite, hinüber, und mögen Alkalisyenitporphyre oder, wenn sie sich den Bostoniten auffallend nähern, Bostonitporphyre genannt werden. Bei fortschreitender Entwicklung unserer Kenntnisse von dieser Gesteinsgruppe wird dieselbe wohl eine weitere Gliederung erfahren.

Als den Typus dieser Alkalisyenitporphyre betrachte ich ein an Feldspatheinsprenglingen reiches Gestein mit dichter grauer, etwas schimmernder Grundmasse, welches im Hafen von Salem, Mass., auf der Insel Conny den Elaeolithsyenit gangförmig durchbricht. Die gelegentlich bis zu 1 cm grösstem Durchmesser anwachsenden Feldspathtafeln haben den Sanidinhabitus und zeigen auffallend oft gebogene Flächen; zumal M ist bisweilen sehr stark gekrümmt. Die Krümmung ist eine Wachsthumserscheinung und beruht auf nicht parallelem Ansatz der Krystallsubstanz, der dann auch undulöse Auslöschungen hervorruft. Die Tafeln sind Karlsbader Zwillinge mit M, P, l, y; sie spalten nach P und M und wenig gut nach einem steilen (h̄ol). Sie erweisen sich bei mikroskopischer Untersuchung im Wesentlichen als mikro- bis kryptoperthitischer Orthoklas und Mikroklin. Auf Schnitten nach P hat man bei schwachen Vergrösserungen anscheinend durchaus parallele Auslöschung, doch erscheint das Präparat oft eigenthümlich flimmernd. Starke Vergrösserungen lassen erkennen, dass dieses die Folge einer kryptoperthitischen Durchdringung von zwei Feldspathen ist. In gewissen Fällen ziehen sich äusserst schmale scharfe Zwillingslamellen durch dieses kryptoperthitische Gewebe, die eine Auslöschungsschiefe von etwa 2,5°—3° haben. Im Kryptoperthit ist eine Bestimmung von Auslöschungsrichtungen unmöglich. Selten findet man auf der Fläche P die Gitterstructur des Mikroklin. — Auf M ist die Mischung aus zwei Feldspathen deutlicher zu erkennen, obschon auch hier ihre Verwebung eine höchst innige ist; man findet $+5°$ und $+18°$ ca. als Auslöschungsschiefen; in beiden Feldspathen tritt eine positive Bissectrix aus, welche bei dem Orthoklas auf ein kleines $-2E$ deutet. Bald herrscht in dem perthitischen Gemenge der Orthoklas, bald der Albit; in den untersuchten Proben anscheinend der letztere häufiger als der erste. Eine Messung des Winkels P : M war bei der starken Krümmung der letzten Fläche und ihrem geringen Spiegel unmöglich. Die Feldspathe umschliessen nicht gerade häufig Amphibol und Titanit,

von denen der erste sehr spärlich, der letzte reichlich als mikroskopischer Einsprengling erscheint. — Die Grundmasse besteht wesentlich aus einer zweiten Generation derselben mikro- bis kryptoperthitischen Feldspathtafeln in prächtiger fluidaler Anordnung und mit denselben starken Biegungen von M und aus reichlich eingestreuten Mikrolithen einer grünblauen Hornblende, welche identisch ist mit einer genau von Adams und Harrington untersuchten Abart aus den Elaeolithsyeniten von Ontario und welche ich durch Herrn Adams' Freundlichkeit kennen lernte. Sie gehört in die Katophorit-Gruppe Brögger's und bildet idiomorphe Nadeln mit (110) (010) im Querschnitt und terminalem Augitpaar oder lappige, aber nie schwammige Individuen. Es wurde bestimmt $c : c = 28^0—30^0$, $c = b$ blau, $a =$ grünlichgelb bis gelbgrün. — Erze und Apatit sind recht spärlich. Quarz wurde nicht wahrgenommen. — Ich verdanke das Gestein der Güte des Herrn Sears. — Alle andern Alkalisyenitporphyre, die mir bekannt wurden, mit Ausnahme eines brasilianischen von S. Paulo, sind weit ärmer an farbigen Gemengtheilen.

Ein verwandtes Gestein mit nicht unbeträchtlichem Gehalt an chloritisirtem Augit beschreibt Eakle als Gang vom Indian Point am Chateaugay-See im Lake Champlain-Gebiet, gewissermaassen einen Åkeritporphyr, während das Gestein von Conny Island ein Umptekitporphyr wäre, wenn man von der Natur des Amphibol absieht.

Eine weite Verbreitung haben Alkalisyenitporphyre in dem Gebiete von Christiania und auf den Inseln im Christianiafjord. Ich rechne hierher die „Glimmersyenitporphyre" oder „Glimmer-Quarz-Orthophyre" Brögger's von Nakholmen, Bygdö, Näsodden, Killingen, Väkkerö, Sinsen, Röd u. s. w. Alle diese Gänge haben nach Brögger sehr abweichend zusammengesetzte dunkle Salbänder, reich an Pyrit und Carbonaten und, innerhalb ihres Eigenschaften-Complexes, durchaus analog den gemischten Gängen der Gegend von Brotterode (S. 415). Die dunklen Salbänder besitzen keinerlei typisch lamprophyrische Charaktere. Brögger stellt diese Gesteine als Gänge zu seinen Nordmarkiten. — Ebenso rechne ich hierher manche Gänge der Gegend von Christiania, welche Brögger wohl als porphyrische Lindöite oder Lindöitporphyre bezeichnen würde.

Vermittelnd zwischen den gewöhnlichen Syenitporphyren und den Alkalisyenitporphyren stehen der braune und der blaue, leider

nicht frische „Glimmersyenitporphyr“ aus dem Steinbruch an der Ecke der alten und neuen Drontheimer Strasse in der Stadt Christiania. Das ältere braune Gestein enthält tafelförmige Einsprenglinge von gestreiftem, saurem Kalknatronfeldspath neben herrschendem Mikroklin und Mikroklinmikroperthit und etwas braunem Biotit in einer Grundmasse von idiomorphem, kurz- und dickleistenförmigem, wolkig trübem Mikroperthit und Mikroklinmikroperthit, vielleicht auch Anorthoklas mit spärlichem Quarzkitt. Apatit und Eisenerze sind nicht reichlich vorhanden; der Erhaltungszustand erschwert in hohem Grade die Bestimmung der Feldspathe. — Das blaue Gestein zeigt randliche Verdichtung gegen das braune und ist also jünger. Es enthält dieselben Einsprenglinge und eine holokrystalline Grundmasse aus leistenförmigem Alkalifeldspath mit sehr wenig Quarz, etwas Erz und kleine Mengen von Zersetzungsproducten eines sehr spärlichen farbigen Grundmasse-Gemengtheils (? Pyroxen). — Mineralogisch nahe verwandt, aber wegen seiner Armuth an farbigen Gemengtheilen und an Einsprenglingen den Bostoniten näher stehend, ist ein Gang von Huk im Christianiafjord, der gleichfalls Einsprenglinge von Orthoklas und Oligoklas nebst braunem Biotit (er scheidet bei seiner Zersetzung Rutil und Titaneisenglimmer aus), in einer holokrystallinen Grundmasse aus kurzleistenförmigem bis rectangulärem, fast durchweg ungestreiftem Feldspath mit Quarzkitt führt, kleine Chloritschüppchen und titanhaltiger Magnetit sind spärlich beigemengt, ein Carbonat ist allgemein verbreitet. — Dem Gange von Huk schliesst sich nahe an ein Gang von Bygdö. Einsprenglinge von Orthoklas und wolkig trübem Mikroperthit (gestreifter Feldspath fehlt ganz in den von mir gesammelten Proben) liegen in einer holokrystallinen Grundmasse von fast ausschliesslichem Alkalifeldspath, der bei grobem Korn des Gesteins dicker leistenförmig, am Salbande äusserst fein leistenförmig und prachtvoll sphärolithisch geordnet erscheint. Farbige Gemengtheile und Erze fehlen nahezu vollständig und sind, wenn vorhanden, ganz unkenntlich. Ein Carbonat ist sehr allgemein in der Grundmasse beigemengt, Quarz sehr spärlich. Die Einsprenglinge treten sehr zurück. Brögger nannte das Gestein früher „porphyrartiger Glimmersyenit“. — Am Linderudbråten bei Christiania setzt ein Gang auf, der Einsprenglinge von Mikroperthit und Mikroklinmikroperthit neben spärlichen und kleinen Biotiten in einer holokrystallinen Grundmasse aus kurz- und gedrungen leistenförmigem mikroperthitischem Orthoklas

und Mikroklin führt. Zu diesem gesellt sich ein schilfiger, selten compakter Amphibol von blauer Farbe, den ich früher irrthümlich für Riebeckit gehalten habe. Derselbe hat $c : c = 32^0$ ca., c fast = b tiefblau, a grünlichgelb und ist ident mit dem Amphibol von Conny Island. Wo das Gestein unfrisch ist, liegen an der Stelle dieses Amphibols dicke Klumpen von Limonit. Auch idiomorpher Titanit tritt nicht gerade selten in der Grundmasse auf. Der Mikroklin des Gesteins zeigt gemeiniglich nur die Streifung nach dem Albitgesetz.

Mit diesem Gestein von Linderudbråten ist nächst verwandt ein Gestein vom Rio Grande bei Rio de Janeiro, welches zusammen mit andern Ganggesteinen der Gefolgschaft des Elaeolithsyenit gefunden wurde. Einsprenglinge von Orthoklas liegen in einer bostonitischen Feldspathgrundmasse. Der farbige Gemengtheil ist vollkommen zu Limonit geworden und demzufolge das Gestein roth, wie die Liebeneritporphyre. — Frischer ist ein graulichgelber Alkalisyenitporphyr von Albany, N. H.; die Feldspatheinsprenglinge und die Feldspathe der Grundmasse sind dick tafelförmiger mikroperthitischer Orthoklas. Als farbige Gemengtheile erscheinen etwas Biotit, etwas heller Diopsid, gelegentlich mit Rändern von Aegirinaugit und der blaue Amphibol, der von Linderudbråten beschrieben wurde. — Ein anderes Vorkommen aus der Gegend von Albany, N. H., enthält neben Einsprenglingen von mikroperthitischem Orthoklas und Mikroklin auch solche eines dunkelgraugrünen Diopsidpyroxens nebst spärlichem Bronzit (vergl. die Hypersthen-Åkerite Brögger's S. 126) in einer mikrogranitischen Grundmasse aus Feldspathkörnern mit Augitkörnern, die stets mit einem Erzkorn verwachsen sind und der oben beschriebenen blauen Hornblende, hier mit $c : c = 29^0$—30^0 ca. Von dieser Hornblende abgesehen, erinnert die Grundmasse auffallend an die mancher Rhombenporphyre. Die Feldspatheinsprenglinge haben zackige, mit der Grundmasse verwobene Anwachsmäntel, was ebenfalls bei Rhombenporphyren vorkommt. — Auch ein von Groveton, N. H., stammender Alkalisyenitporphyr (grey porphyry Hawes) gehört hierher. Er enthält Einsprenglinge von Alkalifeldspath (darunter Anorthoklas) und violettbraunem Titanaugit in einer Grundmasse aus isometrischem Alkalifeldspath mit etwas Quarzkitt und ziemlich viel idiomorpher grünlichbrauner Hornblende.

Von Polter's Point bei Burlington am Lake Champlain erhielt ich durch Herrn Kemp's Güte einen Alkalisyenitporphyr, der

grosse Einsprenglinge von frischem Sanidin mit kleinem 2 E in normalsymmetrischer Lage und grössere zerfetzte Einsprenglinge eines zwillingsgestreiften Feldspaths nebst vereinzelten grossen Zirkonen in einer Grundmasse aus denselben zwei Feldspathen enthält, die durch Brauneisenflocken roth gefärbt ist. Welches der ursprüngliche farbige Gemengtheil war, ist nicht mehr festzustellen.

Am Katzenstein gegenüber Tichlowitz an der Elbe bei Kil. 530,2 der Staatsbahn durchsetzen in der Nähe des Rongstocker Essexit und Nephelinporphyrs röthliche und bläulichgrüne Gänge den unveränderten Baculitenmergel, die ich unter der freundlichen Leitung der Herren Hibsch und Becke kennen lernte. Sie erinnern sofort an die braunen und blauen Gänge von Bostonitporphyr von der Ecke der alten und neuen Drontheimer Strasse in Christiania, und gehören thatsächlich zu derselben Gruppe. Die erdig verwitterten Feldspathe lassen sich an spärlich erhaltenen Resten als Orthoklas und Mikroklin bestimmen. Einsprenglinge von Biotit oder von Hornblende, oder von beiden, sicher nicht von Pyroxen, sind vollkommen in ein Gemenge von Chlorit mit Carbonaten und Quarz pseudomorphosirt, welches vollsteckt von Anataskryställchen. Titanit und Apatit treten spärlich auf. Die Grundmasse besteht aus einem trachytähnlichen Aggregat von Feldspathleisten, die gerade auslöschen und sicher zum Alkalifeldspath gehören. Das ganze Gestein ist erfüllt mit Carbonaten von Ca und Fe. — Die röthlichen Gänge unterscheiden sich von den bläulichgrünen nur dadurch, dass kein Chlorit vorhanden ist, sondern alle farbigen Gemengtheile zu Gemengen von Quarz und Carbonaten geworden sind, welche dieselben Anatase führen.

Zu den Elaeolithporphyren führt unmittelbar hinüber ein Vorkommen aus dem oberen Ribeirathal bei Yporanga, S. Paulo, Brasilien. Dasselbe enthält Einsprenglinge von Orthoklas, etwas Nephelin, Barkevikit, Aegirinaugit mit $a : c = 30^0$, fast farblosem Titanaugit und vereinzeltem Olivin in einer holokrystallinen Grundmasse von isometrischen, ungestreiften Feldspathindividuen mit zahlreichen Mikrolithen von Barkevikit und fast farblosem Pyroxen, der oft Aegirinaugitmäntel hat. Apatit ist reichlich vorhanden. Dieses Gestein fällt durch seinen Reichthum an farbigen Gemengtheilen aus der Reihe der eigentlichen Bostonitporphyre heraus.

Aus der mir bekannt gewordenen Literatur dürfte hierher gehören ein Augitsyenitporphyr der Gegend zwischen dem Limestone River und Mount Leinster, Omeo, Victoria, den Howitt

beschreibt. Die Augite haben gelegentlich Hornblenderänder, die Grundmasse ist ein Gemenge von Feldspath und Quarz mit orthophyrischer bis allotriomorph-körniger Structur. Nach der Analyse gehört das Vorkommen zu den Alkaligesteinen.

Törnebohm beschreibt Gänge von Augitsyenitporphyr aus dem Sandstein der Gegend von Igalliko in Grönland, deren dichte, graugrüne, roth verwitternde Grundmasse aus Feldspathleisten und reichlichem Aegirin besteht, an dessen Stelle im verwitterten Gestein auffallenderweise Epidot und Chlorit treten. Die Einsprenglinge sind farblose, wenn unfrisch rothe Orthoklastafeln. Diese Gänge werden von „Porphyrit" begleitet, der in dichter, grüner Grundmasse reichliche, unregelmässig begrenzte, zwillingsgestreifte Feldspathe enthält. Manche derselben haben eine äussere glimmerreiche Zone, die sich scharf von dem einschlussfreien Kern abhebt und allen Unregelmässigkeiten der Grenzfläche dieses Kerns folgt, also nicht einer Zonarstructur entspricht. Törnebohm hält diese Einsprenglinge daher für Fremdlinge. Die Grundmasse besteht aus zwillingsgestreiftem Feldspath und einem farblosen Feldspathkitt (Orthoklas) nebst braunem Glimmer und reichlichen Erzkörnern, die sich in Leukoxen umwandeln. Die Beschreibung erinnert sehr an die Augitporphyrit-Lager Ramsay's im Elaeolithsyenit des Lujaur Urt auf Kola. — Bei Kangerdluarsuk kommt nach Törnebohm dieselbe Gesteinscombination vor, zu der sich hier noch ein dem bekannten Bredvadporphyr Dalekarliens ähnlicher Felsitporphyr gesellt.

Die Rhombenporphyrgänge werden ihre Besprechung bei den gleichgebauten Ergussgesteinen finden.

Von den Rhombenporphyren zu den Elaeolithporphyren hinüber führt Brögger's Nephelinrhombenporphyr vom Tunnel bei Vasvik, unfern Laurvik. In den grossen Rhombenfeldspathen, die wesentlich Anorthoklas und Mikroperthit sind, liegen in regelloser Anordnung, aber ziemlich gleichmässig vertheilt, Fetzen und Putzen von granophyrischen Feldspath-Quarz-Aggregaten, mit denen stets zierlichste Titaneisenglimmertäfelchen vergesellschaftet sind, ferner Augitkörner, Titanit mit Ilmenitcentren, ein farbloses bis hellgrünliches Mineral in Nadeln mit den Eigenschaften der Amphibole und etwas Biotit in grösseren Blättern. Könnten diese Feldspatheinsprenglinge sprechen, sie würden von sehr wechselvollen Schicksalen während ihrer Entstehung erzählen. Die Grundmasse besteht wesentlich aus

Mikroperthit- und Orthoklas-(Anorthoklas?)leisten, in denen die Albitbänder senkrecht zur Längsrichtung liegen, und wenig Nephelin*. Die farbigen Gemengtheile sind brauner Glimmer in Fetzen und Blättchen und Diopsid mit Aegirinaugit- und Aegirinmänteln in Körnern. Magnetit und Apatit in normaler Menge.

Familie der Elaeolithporphyre und Leucitporphyre.

Den am längsten bekannten Typus der Elaeolithporphyre stellt der sogenannte Liebeneritporphyr der Umgebung von Predazzo im Fleimser Thal (Malgola, Mulatto, Viezena) dar. Er heisse der Fleimser Thal-Typus. In ziegelrother bis rothbrauner dichter Grundmasse liegen Einsprenglinge von rothen Orthoklastafeln und grünen Pseudomorphosen von Liebenerit (wesentlich Muscovit) nach Nephelin. Die Grundmasse ist stark von Limonit durchtränkt und besteht in manchen Handstücken fast ausschliesslich aus Leisten von ungestreiftem Feldspath, der gleichfalls zu Muscovit und Kaolin zersetzt ist; zwischen den Leisten findet sich hie und da etwas secundärer Quarz. In manchen Handstücken deuten hexagonale und quadratische Durchschnitte auf einen ursprünglichen Nephelingehalt, der aber auch vollständig in Kaolin und Glimmer verwandelt ist. Anhäufungen von Chlorit lassen auf frühere Anwesenheit eines farbigen Gemengtheils als Einsprengling schliessen; die Formen der Chlorithäufchen sind jedoch zu unbestimmt, um einen sicheren Schluss auf die Natur derselben zu gestatten. In der Grundmasse fehlen Andeutungen von früheren farbigen Gemengtheilen ganz. In einem Handstücke vom Salband des Ganges im Viezena-Thale, welches ich Herrn Dr. Weinschenk verdanke, haben die Feldspatheinsprenglinge recht glasiges Aussehen, aber grossen Winkel der optischen Axen. Die Grundmasse derselben ist auch mikroskopisch kryptokrystallin und war zweifellos ursprünglich glasig. — Doelter beschreibt (Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt 1875. XXV. 226) einen Liebeneritporphyr vom Nordabhang des Pesmeda-Berges, in welchem der Nephelin nur in der Grundmasse, nicht als Einsprengling auftritt.

Högbom fand am Ufer SO. von Aas auf Alnö Blöcke eines Elaeolithporphyr, der vollkommen mit den Typen des Fleimser

* Nach Brögger enthielten die von ihm untersuchten Proben dieses Gesteins viel Nephelin und die Einsprenglinge waren Natronorthoklas und Mikroperthit. Das von mir untersuchte Handstück ist ein Geschenk Brögger's.

Thales nach Bestand und Structur übereinstimmt. Derselbe lässt nicht gerade spärlich violblauen Flussspath, zumal in den pinitisch veränderten Feldspatheinsprenglingen wahrnehmen. — Vielleicht stammt von Alnö ein bei dem Bau der Chaussée Segeberg—Lübeck gefundener erratischer Block, der durchaus mit dem Viezena-Gestein übereinstimmt, wie J. Heinemann (Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel. 1879. 27) betont.

Der Elaeolithporphyr von anstehenden Gängen im Gneiss von Alnö unterscheidet sich vom Typus des Fleimser Thales durch nicht allzu spärlichen Gehalt an Einsprenglingen von Aegirinaugit, der Mäntel von reinem Aegirin trägt, neben solchen von pinitisch verändertem Feldspath und Nephelin. In der Grundmasse herrscht der leistenförmige ungestreifte Feldspath durchaus, Aegirin und Nephelin sind nur untergeordnet vorhanden. — Umgekehrt ist die Grundmasse eines andern Ganges, der zu den genannten Einsprenglingen auch noch solche von Melanit enthält, reich an Nephelin und ärmer an Feldspath. Das Gestein spielt hinüber in die Tinguáitporphyre, der Nephelin hat Kränze von Aegirin und Aegirinaugit, in der Grundmasse dürfte etwas Leucit vorhanden sein und accessorisch finden sich erdige Zersetzungsproducte von Ainigmatit.

Dem Typus Fleimser Thal steht auch der grönländische Gieseckitporphyr nahe, von welchem ein Handstück von Akuliarusek untersucht werden konnte. Die gleichen, hier sehr grossen Einsprenglinge von pinitisch verändertem Feldspath und Elaeolith, liegen in einer Grundmasse von langleistenförmigen Feldspathen, welche hier aber eigenthümlich streifig und fleckig aussehen und wahrscheinlich kryptoperthitischer Mikroklin sind. Biotit ist in kleinen Tafeln in der Grundmasse vorhanden und Flecken von Chlorit und Limonit deuten auf ursprüngliche Einsprenglinge eines farbigen Gemengtheils.

So ziemlich mit allen Elaeolithsyeniten kommen bald als selbständige Gesteine, bald als randliche Facies auch Elaeolithporphyre vor, welche, von der porphyrischen Structur abgesehen, in der Zusammensetzung und im Habitus mit den Tiefengesteinen übereinstimmen. Das ist der Fall in der Serra de Monchique, von wo schon Blum diese Gesteine kannte und sehr schön in der Serra dos Poços de Caldas in Brasilien. — Brögger beschreibt kurz einen „Nephelinsyenitporphyr“ von der Brücke über den Lougen zwischen Laurvik und Sandefjord, welcher Einsprenglinge von Nephelin in einer körnigen Grundmasse von Orthoklas, Feldspath,

Nephelin, Sodalith, Diallag in Verwachsung mit Aegirin, und Biotit enthält. — Nach Ramsay und Hackman bilden grob- bis mittelkörnige Elaeolithporphyre vom Lujaurit- und Chibinätypus am Umptek Lagergänge parallel der Bankung des Hauptgesteins. Sie enthalten in einer mittelkörnigen Grundmasse von Feldspath, Nephelin und dunklen Silikaten Einsprenglinge von Feldspath mit 3—5 cm Länge und solche von Nephelin bis zu 2 cm Durchmesser, aber keine Einsprenglinge von farbigen Mineralien. Von den Einsprenglingen abgesehen ist Mineralbestand und Structur wie im Hauptgestein; doch kommt Laavenit vor, der dem normalen Tiefengestein fehlt. — Daneben findet sich, auch in Lagergängen, ein Typus mit dichterer Grundmasse, der reicher ist an Nephelin und an farbigen Gemengtheilen, die hier auch in zwei Generationen erscheinen. Dabei ist der Feldspath Orthoklas, und nicht perthitisch, der Nephelin reichlich und Aegirin, Arfvedsonit, Aegirinaugit nebst Eisenerz, Titanit, Lamprophyllit, Ainigmatit, Eudialyt, Apatit mit secundärem Cancrinit und Zeolithen bilden den mannichfachen Mineralbestand. — Sehr titanitreich ist ein von Hackman als „Nephelinporphyr" bezeichneter Typus, der ebenfalls in Lagergängen parallel der Bankung des Hauptgesteins auftritt und Nephelin, Aegirinaugit und Titanit als Einsprenglinge in einer dichten grünen Grundmasse aus Orthoklas, Nephelin, Aegirinaugit, Aegirin und Eisenerz führt. Das ist ein Übergang zu den Tinguáitporphyren.

Sehr mannichfache Elaeolithporphyre beschreibt J. Fr. Williams aus Arkansas. Ein Gang bei Lett's Mine in Saline Co. führt gerundete Elaeolithe, Orthoklastafeln, spärlichen Plagioklas und Aegirin in einer Grundmasse mit fluidal geordneten Aegirinnadeln, nähert sich also wohl den Tinguáitporphyren. — Sehr auffallend ist es, dass die Grundmasse eines Elaeolithgranatporphyrs von Potash Sulphur Springs neben Orthoklas auch Labrador führt; die Einsprenglinge sind Elaeolith, Melanit und Diopsid. — Bei Magnet Cove werden grobkörnige Elaeolithporphyre und feinkörnige unterschieden. Die ersten haben nur Elaeolitheinsprenglinge in einer Grundmasse aus idiomorphem Elaeolith, Diopsid in Säulen und Körnern, Melanit in kleinen Krystallen nebst etwas Titanit, Magnetit und Biotit. Feldspath wird gar nicht erwähnt. In den feinkörnigen Typen sind die Einsprenglinge spärlicher und die Grundmasse besteht vorwiegend aus Feldspath und Elaeolith mit etwas Melanit und Diopsidkörnern. Diese Gesteine gehen über in sehr dichte Formen, die Williams Elaeolith-Felsite nennt, und die wohl

einer erneuten Untersuchung bedürfen. Diese Vorkommnisse von Magnet Cove sind sehr basisch und Ca-reich. Handstücke von Magnet Cove, die mir vorliegen, zeigen nephelinarme bostonitische Grundmassen und stimmen nicht recht mit den Beschreibungen. Es dürften also mehrerlei Typen vorkommen.

Dem oben erwähnten, elaeolithführenden Alkalisyenitporphyr von Yporanga im Ribeirathale, S. Paulo, Brasilien, schliesst sich nahe an ein Elaeolithporphyr, der beim Wärterhäuschen 441 der Staatsbahn oberhalb Rongstock im böhmischen Elbthal im Centrum des Phonolith ansteht. Er führt Einsprenglinge von Orthoklas und einem gestreiften Feldspath (wohl Mikroklin), dessen Brechungsvermögen kleiner als das des Canadabalsams ist, von Nephelin, Aegirinaugit und Titanaugit (mit starker Bissectricen-Dispersion), Titanit und brauner Hornblende mit Aegirinkränzen in einer körnigen Feldspath-Nephelingrundmasse. Spärlich tritt auch eine schwach doppelbrechende, graulichviolette, arfvedsonitische Hornblende mit a zunächst c und starker Bissectricen-Dispersion als Einsprengling auf und in der Grundmasse finden sich öfters Durchschnitte, die ich wohl auf Leucit deuten möchte, ohne dass jedoch diese Deutung streng zu beweisen wäre.

Die Leucitporphyre sind bisher nur aus Brasilien, aus Arkansas und aus dem Oberwiesenthaler Eruptivstock im Erzgebirge bekannt. — Die brasilianischen Vorkommnisse von der Serra dos Poços de Caldas sind von Derby und Hussak beschrieben worden. Soweit sie mir vertraut geworden sind, lassen sie sich kurz als Gesteine bezeichnen, die in einer grünlichgrauen, feinkörnigen Grundmasse aus idiomorphem Orthoklas und theils idio-, theils allotriomorphem Nephelin mit etwas Cancrinit und mässigem Gehalt an Aegirinaugit bis zu 3 cm grosse Pseudokrystalle von Leucit enthalten, deren nähere Beschreibung oben S. 154 gegeben wurde. Derby fand darin bisweilen als Kern einen grossen Orthoklaskrystall. — Unter dem Namen Leucitophyr beschreibt Hussak ein gangförmiges, dunkelgrünlichgraues, splitterigbrechendes, dichtes Gestein zwischen Prata und Cascata in der Serra dos Poços de Caldas, welches Einsprenglinge von Orthoklas und spärlichem Nephelin nebst Augitsäulchen enthält. Die Nepheline sind nie rundum krystallographisch begrenzt, sondern z. Th. resorbirt. Sie haben — aber nach Hussak's Abbildung nur dort, wo ihre Krystallbegrenzung

erhalten ist — einen Saum von rechtwinklig zu ihrer Grenze gestellter farbloser Mineralsubstanz, die nicht bestimmt werden konnte. Das gleiche, an die Kelyphitmäntel der Granate erinnernde, Phänomen beobachtete ich am Nephelin des Umptek auf Kola. Die farblose Mantelsubstanz ist hier sehr stark doppelbrechend und in der Längsrichtung der Fasern liegt a. Sowohl O wie E dieser Substanz ist niedriger als der gleiche Brechungsexponent des Nephelin; danach dürfte hier das Mineral Cancrinit sein. Eine chemische Probe wurde nicht gemacht. Die Augiteinsprenglinge des von Hussak beschriebenen Leucitporphyrs sind theils violett (wohl Titanaugit), theils grasgrün (wohl Aegirinaugit). Accessorisch sind Einsprenglinge von Nosean (mit Glaseinschlüssen) und Titanit. Die Grundmasse besteht aus Leucitkryställchen, Augitsäulchen und Magnetit. Das Gestein enthält ausserdem bis zu 1 cm grosse scharfeckige, einschlussartige „Ausscheidungen eines grobkörnigen, foyaitähnlichen Mineralaggregates" und Flecken von Zeolithmassen. — Eine mir vorliegende, sonst gut dieser Beschreibung entsprechende Probe von der Serra de Caldas, ebenfalls mit sehr grossen Pseudoleuciten hat nur wenig Leucit in der Grundmasse. Dieselbe besteht vorherrschend aus Feldspath, Nephelin, Cancrinit, Aegirinaugit und Aegirin. Der Feldspath ist nur idiomorph, der Nephelin theils idio-, theils allotriomorph. — Die Leucitgesteine der Serra de Tinguá gehören zu den Tinguáitporphyren.

Von Magnet Cove in Arkansas liegen mir Leucitporphyre vor, die in einer aus Orthoklasleisten, stark zersetztem Nephelin und Verwitterungsproducten von Pyroxen bestehenden, grünlichgrauen Grundmasse Einsprenglinge von Pseudoleucit, von Nephelin, der vielfach zu Zeolithen und Cancrinit verändert erscheint, von spärlichen Sanidintafeln, etwas Biotit und Aegirinaugit nebst zahlreichen Pseudomorphosen von Hämatit nach Pyrit führen.

Als Borolanitporphyr möchte ich ein anderes Vorkommen von Magnet Cove bezeichnen. Dasselbe zeigt Einsprenglinge von farblosem idiomorphem Feldspath, von erdig umgewandeltem Nephelin und rothe rundliche Flecke von Pseudoleucit, welche stets von Melanitkränzen umgeben werden, in einer mittelkörnigen Grundmasse aus zackig verwobenem Feldspath und Nephelin mit zahlreichen Melanitkryställchen und -körnern, die sich auch einsprenglingsartig abheben. Brauner Biotit in Fetzen ist reichlich, Augit in kleinen Körnchen sehr spärlich vorhanden.

Aus einem nahezu vollständig zerstörten Leucitporphyr stam-

men wohl auch die bekannten, zuletzt von Sauer untersuchten Pseudomorphosen von Feldspath und Muscovit nebst Kaolin nach Leucit von Oberwiesenthal. Das Gestein, aus welchem diese stammen, besteht nach Sauer aus einem Gewirre von Sanidinmikrolithen mit Kaolin- und Eisenoxydhydratflecken und undurchsichtig weisslichen, rechteckig oder hexagonal begrenzten Partieen. — Besser erhalten ist ein 0,3 m mächtiger Gang im Nephelinbasalt im Hohlwege bei der Kirche von Böhmisch-Wiesenthal. In einer aus Sanidinmikrolithen, Augitkörnchen und Nephelin bestehenden Grundmasse liegen in mikroporphyrischer Ausbildung zahlreiche Augite, gänzlich trübe Hauyne und häufige Titanitindividuen, sowie zahlreiche bis über erbsengrosse Leucite, die z. Th. in Analcim, z. Th. weiter in Orthoklas und Nephelin mit Nebenproducten umgewandelt worden sind. Im Wesentlichen dasselbe Gestein tritt auch am Westabhang des Zirolberges bei Wiesenthal auf. — In Proben, welche ich von diesem Fundorte durch Sauer's Freundlichkeit studiren konnte, sind die Einsprenglinge kryptoperthitischer Sanidin, wenig Leucit, Nephelin, Aegirinaugit mit $a : c = 31^0$, und Melanit, welcher selbst idiomorph den idiomorphen Aegirinaugit umschliesst, etwas Titanit und eine grünlichbraune Hornblende mit $c : c = 25^0$. Die Grundmasse ist ein sehr feinkörniges Gewebe von reichlichem Leucit mit feinsten Sanidinfasern und viel äusserst dünnen Aegirinnadeln; Nephelin war darin nicht nachweisbar. — In einem andern Handstück von sonst gleicher Zusammensetzung fehlt der Melanit und die Leucitpseudomorphosen sind sehr reichlich als Einsprenglinge da. Diese Gesteine haben einen entschieden tinguáitporphyrischen Charakter.

Familie der Dioritporphyrite*.

Die Dioritporphyrite sind die gangförmigen und hypoabyssischen Formen der dioritischen Magmen und zeigen daher auch den mineralogischen Bestand der dioritischen Gesteine in seiner ganzen Mannichfaltigkeit und allen seinen Umwandlungsvorgängen bei allenthalben holokrystallin-porphyrischer Structur. Die Einsprenglingscombination Plagioklas-Biotit, Plagioklas-Amphibol, Plagioklas-

* Die Bezeichnung Porphyr ist in diesem Buche nur für gewisse Structurformen von Alkalifeldspathgesteinen gebraucht, während die Bezeichnung Porphyrit für die analoge Structurform bei Gesteinen der Kalknatronfeldspathe verwandt wurde. Das Vorhandensein oder Fehlen von Quarz wurde dabei nicht berücksichtigt.

Pyroxen, bald begleitet von Quarz, bald ohne diesen, ist das mineralogisch bestimmende Moment. Danach tritt hier in der Familie der Dioritporphyrite eine bunte Reihe von Gesteinsformen auf, die man lediglich nach dem Mineralbestande ohne Schwierigkeit in Glimmerdioritporphyrite, Amphiboldioritporphyrite und Pyroxendioritporphyrite mit mehreren Unterformen nach der Natur und Vergesellschaftung der farbigen Gemengtheile, und innerhalb dieser Gruppen nach dem vorhandenen oder fehlenden Quarzgehalt weiter würde gliedern können. Eine solche Gliederung aber ist eine künstliche. Die natürliche Gruppirung wird erst gegeben werden können, wenn die erforderliche geologische Basis gewonnen sein wird. Das ist bisher nur in sehr lückenhafter Weise der Fall. — Jedenfalls in höherem Grade, als die rein mineralogische Zusammensetzung ist der Unterschied zu betonen, dass in gewissen Dioritporphyriten ausschliesslich die Feldspathe und beziehungsweise der Quarz in zwei Generationen aus dem Magma krystallisirten, während die farbigen Gemengtheile nur der intratellurischen Periode angehören, oder höchstens in Spuren auch innerhalb der Verfestigungsperiode in der Gangspalte sich ausschieden, während in andern eine reichhaltige Mikrolithengeneration von farbigen Gemengtheilen sich einstellt. Dieses Verhältniss ist der mineralogische Ausdruck für sehr verschiedenen chemischen Charakter und sehr verschiedene Bildungsbedingungen des Gesteins. Ebenso ist die vorwiegend isometrischkörnige oder leistenförmigkörnige Structur der Grundmasse ein bedeutender Factor für die Beurtheilung der Stellung eines Dioritporphyrits. Es braucht nicht betont zu werden, dass derartige verschieden ausgestaltete Typen durch Zwischenformen verknüpft werden.

Zur Zeit dürfte es sich empfehlen, von den dioritporphyritischen Gesteinen gewisse wohl charakterisirte Typen genauer zu beschreiben und die weniger gut bestimmten nach Thunlichkeit anzuschliessen.

Becke bezeichnet eine Gruppe von Dioritporphyriten wegen ihrer geologischen Beziehung zum Tonalit und ihrer verwandten Zusammensetzung als Tonalitporphyrite. Seiner Beschreibung liegen Vorkommnisse aus dem Tonalitgebiet der Rieserferner und aus dem Iselthale zu Grunde, wo sie den Tonalit selbst und seine Schieferhülle gangförmig durchsetzen. Es sind die „hellen Quarzglimmerdiorite“ Stache's und Teller's (cf. Jahrb. k. k. geol. R. 1886. XXXVI. 715—746), deren weite Verbreitung neben andern Dioritporphyrittypen diese Forscher in wenig mächtigen Spalten der

Eruptivmassen des Adamellostocks, des Brixener Granitwalles und deren Schieferhülle, sowie in der Antholzer Gruppe zwischen Ahren- und Iselthal bis hinauf zum Perm und zur Trias darthaten. Auch H. von Foullon, der diese Gesteine mikroskopisch untersuchte und der sie in Quarzglimmerporphyrite und Quarzporphyrite gliederte, sprach schon die Vermuthung aus, dass einige seiner Quarzglimmerporphyrite aus dem hinteren Sanct Valentino- und dem Ultenthal die Gangform (er sagt natürlich Porphyritform) des Tonalits darstellen und reiht ihnen gewisse granatführende, wegen ihrer grobkörnigen Grundmasse dioritisch aussehende Vorkommnisse aus dem Glimmerschiefer von dem Gehöft Oblasser am linken und von der Mündung des Grossbaches und Michelbaches NW. von St. Johann am rechten Gehänge des Iselthales an. Der Biotit der letztgenannten Vorkommnisse ist prismatisch nach der aufrechten Axe ausgebildet.

Als Typus der Tonalitporphyrite schildert Becke ein Vorkommen von dem Geltthalferner. Idiomorphe Einsprenglinge von Quarz und Plagioklas, letzterer schön zonar und mit den gleichen Kernen, wie im Tonalit (cf. S. 215), nebst Biotit in einzelnen Individuen und in schuppigen Agregaten, die z. Th. Pseudomorphosen nach Hornblende, z. Th. umkrystallisirte frühere Biotiteinsprenglinge sind und vielfach etwas Muscovit beigemengt enthalten, sowie nicht seltener Granat in Ikositetraëdern liegen in einer sehr feinkörnigen, hellaschgrauen Grundmasse. Diese besteht vorwiegend aus einem Plagioklas-Quarzgemenge, dem auch Orthoklas oder ungestreifter Mikroklin und Muscovit sich zugesellt, und in welchem sehr kleine grünlichbraune Biotitschüppchen und Zoisitkörnchen sehr spärlich verstreut sind. Der Orthoklas zeigt sich besonders um die Plagioklaseinsprenglinge, weil hier dem Magma der Ca-Na-Feldspath entzogen war; Orthoklas und Muscovit stehen in umgekehrten Mengenverhältniss zu einander. Der Grundmassen-Plagioklas ist ein saurer Andesin, d. h. derselbe Feldspath, der die Hüllen um die basischeren Kerne der Plagioklaseinsprenglinge bildet. Granophyrische Quarz-Feldspath-Aggregate sind nicht selten. — Der Muscovit wird für nachmagmatisch und jedenfalls z. Th., ebenso wie die Ausscheidung von albitähnlichen Adern, für dynamometamorph gehalten. Auch ein Theil des Granats gehört in die Kategorie dieser Bildungen und erscheint dann in rhombendodekaëdrischen Anwachshüllen um die ikositetraëdrischen Kerne.

Soweit sich aus den mir vorliegenden sehr zersetzten Proben

urtheilen lässt, würde hierher auch der Töllit Pichler's gehören (cf. L. J. 1873. 940 u. 1875. 926) von der Töll bei Meran, dessen an granophyrischen Quarz-Feldspath-Aggregaten reiche Grundmasse keine farbigen Gemengtheile enthält.

Nahe verwandt diesen Tonalitporphyriten, aber quarzärmer und mit Amphibol als herrschendem farbigem Gemengtheil, sind die von Stache und v. John beschriebenen Vorkommnisse, welche zwischen dem hinteren Martell- und Suldenthale, zwischen End-der-Welt- und Suldenferner am Ortler, an den Gehängen des Monte Confinale im Val Zebrú, Val Cedeh und Val Forno, am Gavia-Rücken zwischen Val Gavia und Val Alpe, am Venezia-Rücken, am Hohenferner-Joch und Cima Lagolunga und im Soyjochgebiet zwischen Martell- und Ultenthal lagerförmig, sehr selten gangförmig den Quarzphylliten eingeschaltet sind. Stache glaubt sie nach ihren Einschlüssen und Ausscheidungen, sowie nach ihren Lagerungsformen als Reste von Lavadecken auffassen zu sollen, denen jedenfalls ein palaeozoisches, wenigstens carbonisches, höchstens silurisches Alter zukommen würde. Einer solchen Auffassung steht jedoch die Structur der Gesteine entgegen; diese entspricht durchaus einem intrusiven Auftreten, dem auch die geologischen Verhältnisse nicht widersprechen. Er unterscheidet zunächst als Diorite und Dioritporphyre eine wesentlich auf das Gebiet des Monte Confinale beschränkte Gruppe, welche neben Gliedern mit holokrystallin porphyrischer Structur auch solche mit körniger Structur (Diorite) umfasst. Der Beschreibung nach steht die Structur der letzteren derjenigen der panidiomorphkörnigen Ganggesteine näher, als derjenigen der hypidiomorphkörnigen Tiefengesteine. Die Grundmasse der porphyrischen Abarten (Dioritporphyre), welche z. Th. Amphibolporphyre genannt werden, ist der Beschreibung nach durchaus diejenige der gangförmigen Dioritporphyrite, doch lässt sich nicht erkennen, ob der Charakter derselben ein panidiomorph-, oder ein allotriomorphkörniger sei. Die vorwiegend feldspathige Natur der Grundmasse und ihr Quarzgehalt wird betont; als Einsprenglinge erscheinen neben offenbar recht basischen Plagioklasen (es wird auch Orthoklas angegeben) grüne, bräunlichgrüne oder bläulichgrüne, oft verzwillingte, fast durchweg zonar struirte, schwach pleochroitische Hornblende, ein monokliner Pyroxen (er wird Diallag genannt), oft in Verwachsung mit Hornblende, und Biotit. Pyrit und die secundären Gemengtheile Chlorit, Calcit u. s. w. sind ohne weitere Bedeutung. Demnach würden diese Gesteine

porphyrische Aequivalente gewisser Augitdiorite, also Augitdioritporphyrite sein. Dem entspricht auch ihre chemische Zusammensetzung.

Eine zweite, besonders für das Gebiet der Zufallspitze charakteristische Gruppe wird als die porphyritische Reihe oder als Palaeophyrite bezeichnet. Der porphyrische Charakter ist deutlich ausgeprägt, die grünliche oder grauliche Grundmasse herrscht meistens stark vor; als Einsprenglinge treten anscheinend ungestreifte Feldspathe neben gestreiften, grüne bis bräunlichgrüne Hornblende nicht selten mit Corrosionsphänomenen, fast wasserheller Augit in scharf idiomorpher Begrenzung oder auch zu Körnerform corrodirt, und Biotit auf. Granat ist selten; Calcit und Pyrit sehr verbreitet. In dieser Reihe der Palaeophyrite werden nun wieder drei Gruppen unterschieden: 1) die grünsteinartigen Porphyrite, welche nach Ansicht der Verff. am ehesten dem Propylittypus der neovulkanischen Andesite entsprechen; 2) die dunkelblaugrauen propylitischen Porphyrite und 3) die lichtgrauen andesitischen Porphyrite, von denen jedoch die Verff. selbst zugeben, dass sie den Typus der neovulkanischen Andesite nicht tragen.

Die grünsteinähnlichen Porphyrite empfangen den Namen Ortlerite. Nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung gehören sie zu den Augitdioritporphyriten; doch kommen augitfreie Varietäten vor, die dann überhaupt arm an farbigen Gemengtheilen sind. Biotit fehlt nahezu ganz. Ziemlich verbreitet sind ältere Ausscheidungen, in denen die farbigen Gemengtheile Amphibol und Augit allein oder zusammen und mit Feldspath in hypidiomorphkörnigem Gefüge aggregirt sind. Die Eisenerze haben oft Leukoxenränder. Die Grundmasse der mir vorliegenden Ortlerite besteht entweder aus einem fluidalen Gewebe von sehr schmalen Feldspathleistchen (Zufallgletscher) oder aus einem Gemenge idiomorpher breiterer Feldspathleistchen mit oft erkennbarer Zwillingsbildung und aus ungestreiften kurzrectangulären Feldspathdurchschnitten in ebenfalls fluidaler Anordnung. Bisilikate fehlen der Grundmasse vollständig. Etwas Chlorit und Carbonate stammen offenbar aus den zersetzten Einsprenglingen. Stache und v. John glauben eine bald glasige, bald mikrofelsitische Basis mehrfach constatirt zu haben. Jedenfalls ist sie für den Habitus des Gesteins ohne Belang. Ich konnte sie nirgends finden.

Die durch fehlenden oder doch sehr zurücktretenden Augit,

häufigeren Biotit, gelegentlichen Granat, reichlichen Gehalt an fein vertheiltem Magnetit und grösseren Gehalt an Einsprenglingen charakterisirten blaugrauen propylitischen Porphyrite führen viel aus der Zersetzung der Einsprenglinge stammenden Chlorit, Epidot und Calcit. Ihre, der Beschreibung nach scheinbar allotriomorphkörnige und oft kryptokrystalline, Grundmasse enthält nach den Verff. auch hie und da Spuren einer mikrofelsitischen (?) Basis. Diese Gruppe vermittelt zwischen den Ortleriten und den grauen andesitischen Porphyriten, welche Suldenite genannt werden. Sie sind die saureren Gesteine, enthalten daher auch nicht selten Quarz unter den Einsprenglingen, sowie Biotit. Lichtgrüner Augit ist ziemlich constant, aber nur spärlich und in corrodirten Körnern vorhanden. Die Suldenite neigen zur Ausbildung dioritischer Facies; sie sind jünger als die Ortlerite, da sie Bruchstücke dieser umschliessen. Ihre Grundmasse ist vorwiegend makro- bis kryptokrystallin entwickelt. In den mir zugänglichen Handstücken von der Marteller Alp besteht die Grundmasse aus kurzrectangulärem idiomorphem ungestreiftem Feldspath nebst gleichmässig vertheilten Hornblendeblättchen und Säulchen in geringer Menge, und Quarz, welcher den Kitt der Feldspathrectangeln bildet.

Aus dem Gesagten ergiebt sich, dass die von Stache und v. John unterschiedenen drei Gruppen in einander verfliessen, in ihren Endgliedern Ortlerit und Suldenit aber zwei wohl unterscheidbare Typen besitzen, deren letztere durch die Wiederkehr der Bildung farbiger Gemengtheile in der Grundmasse zu einer später zu besprechenden Reihe von Dioritporphyriten hinüberführen. Sie enthalten bisweilen Granat, meistens Quarz in der Grundmasse, seltener in Einsprenglingen. Die Grundmasse ist jedenfalls wesentlich holokrystallin* und somit die Ähnlichkeit mit den gangförmigen Dioritporphyriten unbestreitbar. Mehr für eine intrusive, als für eine effusive Art der Entstehung dieser Gesteine spricht auch die Häufigkeit eingeschlossener Fragmente nicht nur der krystallinen Schiefergesteine tieferer Horizonte, sondern auch solcher der sie direct umschliessenden Phyllite.

Frei von farbigen Gemengtheilen ist auch die fast ausschliesslich aus isometrischem Orthoklas mit etwas Quarzkitt bestehende Grundmasse von Dioritporphyriten mit accessorischem Orthit, welche

---

* Für das gelegentliche Vorhandensein einer Glasbasis würde auch das allerdings ganz vereinzelte Vorkommen von Mandelsteinstructur anzuführen sein.

Brugnatelli aus der Umgebung von Rabbi im Trentino beschreibt.

Salomon erwähnt kurz aus dem Tonalit des Monte Aviolo und seiner Umgebung Quarzglimmerdioritporphyrite, Hornblendedioritporphyrite und uralitisirte Augitdioritporphyrite, die vielfach in einander übergehen. Am Monte Colmo führen sie Granat. Der Beschreibung nach dürften auch diese Gänge passend hier eingereiht werden.

Schon etwas ferner stehen dieser Gruppe gewisse von Cathrein beschriebene porphyritische Gesteine, welche als Geschiebe im Innbett bei Landeck und in der Ötzthaler Ache vor Sölden und bei Zwieselstein aufgelesen wurden. Ein Gestein vom ersten Fundort ist ein quarzfreier, accessorisch glimmerführender Hornblendedioritporphyrit, dessen Feldspath stark epidotisirt ist, und dessen panidiomorphe Grundmasse ausser Plagioklasleisten eine jüngere Generation oft lappiger Hornblendeindividuen enthält. Das Eisenerz zeigt randliche Leukoxenbildung und Verwachsung mit Rutil, ist also wohl Ilmenit. — Wegen eines constanten Gehaltes an z. Th. anisotropen Granatdodekaëdern, welche theils selbständig im Gestein, theils in den Plagioklaseinsprenglingen liegen, benennt Cathrein ein, wohl aus dem Ultenthal stammendes, im Falschauer Bach bei Lana in Rollstücken gesammeltes Vorkommen von normalem Dioritporphyrit als Granatporphyrit. Die Grundmasse ist auch hier wieder holokrystallin und enthält eine jüngere Amphibolgeneration; die Feldspathe sind z. Th. in Epidot umgewandelt. Die Amphiboleinsprenglinge von überaus scharfer Krystallform (110) (010) (100) (001) (11$\bar{1}$) (111) sind oft verzwillingt nach (100) und zonar struirt mit hellerem Kern und dunklerem Rande. Die Farben der Hauptschwingungsrichtungen sind // c grünlichviolett, // b ebenso mit Stich ins bräunliche, // a grünlichgelb.

Auch Lepsius hat bereits Glieder dieser Reihe beschrieben. Man darf dahin wohl jedenfalls die von ihm als „Mikrodiorite“ beschriebenen Gänge aus den Halobienschichten des Val Bondol und von dem Passe am Monte Laveneg oberhalb der Alphütte Cleoba rechnen. Gegenüber der an idiomorphem Plagioklas reichen phanerokrystallinen Grundmasse dieser Vorkommnisse ist die Grundmasse eines solchen aus demselben geologischen Horizonte im Val di Scalve (Lombardei) dichter; auch Quarzeinsprenglinge kommen in diesem Gestein vor. Alle Vorkommnisse gehören zu den biotithaltigen Hornblendedioritporphyriten. Biotitfrei ist ein von dem-

selben Autor beschriebenes Vorkommen, welches stock- und gangförmig den Röth bei Collio in der Val Trompia durchsetzt. Das Gestein hat nicht eine typisch porphyrische, sondern mehr die panidiomorphkörnige Structur der Ganggesteine; bezeichnenderweise ist auch die Hornblende echt braun. Biotit fehlt, ebenso Quarz; dagegen wird Orthoklas neben Plagioklas angegeben. Das Eisenerz ist Magnetit, nicht Ilmenit, wie sonst meistens in dieser Gruppe.

Gänge von Dioritporphyrit in den Phylliten zwischen Reissach und Kirchbach in Krain beschreibt Milch. Ihre Hornblende hat a hellstrohgelb, b braungrün, c grünbraun.

Glimmerdioritporphyrite und Hornblendedioritporphyrite aus dem Bachergebirge beschreibt Eigel.

Von Vorkommnissen ausserhalb der Alpen, welche durch Fehlen der farbigen Gemengtheile in der Grundmasse charakterisirt sind bei wechselnder Combination in den Einsprenglingen, erwähne ich nach Gümbel's Beschreibung und nach den mir vorliegenden Proben die von ihm Palaeophyre genannten Ganggesteine des Fichtelgebirges. Dieselben durchsetzen bei Ludwigstadt am Thünahof, bei Steinbach an der Heide und in dem Steinbachthal oberhalb Falkenstein in schmalen Gängen die Silurschichten. Es sind im Ganzen röthliche Gesteine, deren Einsprenglinge aus einem zonar struirten Plagioklas der Oligoklasreihe (nach einer Analyse von Loretz), aus braunem Magnesiaglimmer, braun durchsichtiger Hornblende und Quarz bestehen. Der Glimmer ist meistens zu Chlorit und etwas Epidot umgewandelt und scheidet dabei Titanmineralien aus; in einem Gestein von Falkenstein war das letztere nach Form (∞P . P . oP), Grad und Charakter der Doppelbrechung und Spaltbarkeit als Anatas zu erkennen. Auch die Hornblende ist fast immer stark chloritisirt. Der Idiomorphismus aller dieser Einsprenglinge ist ein sehr hoher, wenn man von mechanischen Brechungen und Knickungen absieht. Dagegen ist der Quarz oft sehr stark chemisch corrodirt, voll Einbuchtungen der Grundmasse und mit gerundeten Kanten und Ecken; es mag das mit dem niedrigen SiO_2-Gehalt des Gesteins zusammenhängen. Die Grundmasse, welche stark mit Limonit und Calcit durchtränkt ist, besteht aus einem Aggregat von durchaus idiomorphem Feldspath, der fast durchweg ungestreift ist. Eine Wiederkehr der Glimmer- und Hornblendebildung scheint nicht stattgehabt zu haben. Dagegen ist nicht selten eine dritte Feldspathgeneration ohne idiomorphe

Begrenzung und dann reichlich mit Quarz gemengt erkennbar. Wo diese dritte Generation fehlt, findet sich Quarz zwischen die kurzen Feldspathleisten der zweiten Generation eingeklemmt.

Einen normalen Dioritporphyrit beschreibt Linck gangförmig aus der Grauwacke von Weiler bei Weissenburg. Derselbe tritt zusammen mit syenitischen und dioritischen Lamprophyren auf. — Gute Repräsentanten mit brauner Hornblende und hellgrünem Augit unter den Einsprenglingen und mit z. Th. sehr dichter Grundmasse durchsetzen die Grauwacke der Gegend von St. Nabor im Unterelsass.

Den Nadeldiorit Gümbel's von Rohrbach bei Regen im bayerischen Wald haben schon Stache und v. John mit dem Ortlerit verglichen. — Auch in der Gegend von Alvito in Portugal treten ähnliche Gesteine bei Alpendre u. a. O. im Schiefergebirge auf. In Australien kommt es nach der Darstellung Howitt's und nach Proben, die ich dessen Freundlichkeit verdanke, an Hardy's Hill, Bulgerbeck Creek, Omeo, vor. — Vom Flusse Pantar bei Matoea in Sumatra beschreibt sie Verbeek; die Hornblende ist braun, die Grundmasse allotriomorphkörnig. Das Gestein gehört der culmischen Eruptionsperiode an.

Solche lagerhafte Dioritporphyrite beschreibt auch Törnebohm (Beskrifning till geolog. Öfversigtskarta öfver Mellersta Sveriges bergslag. Blatt 1) aus Dalekarlien aus dem oberen Horizont der krystallinen Schieferformation. Ich lege der Schilderung das Vorkommen vom Venjan-See, den Venjan-Porphyrit Törnebohm's zu Grunde, der mir in Proben von Johannesholm vorliegt. Verwandte Gesteine treten noch in den Kirchspielen Äppelbo und Jerna und in Wermland auf. In einer nahezu panidiomorphkörnigen Grundmasse aus ungestreiftem kurzrectangulärem und gestreiftem breitleistenförmigem Feldspath mit etwas Quarz liegen Einsprenglinge von Oligoklas, braunem Biotit und grünem Augit in durchweg idiomorphen Individuen. Accessorisch erscheint neben Augit auch ein fast farbloser Bronzit. Es fehlt hier also die zweite Generation der farbigen Gemengtheile. Doch bemerkt Törnebohm, dass weiter südlich Varietäten vorkommen, welche grüne Hornblende in der Grundmasse reichlich enthalten. Dann ist der Glimmer des Gesteins chloritisch, der Augit uralitisch verändert.

Diesem Glimmerdioritporphyrit schliesst sich als quarzhaltig ein Vorkommen an, welches bei Sala kleine Stöcke in den Porphyroiden der oberen Abtheilung der krystallinen Schiefer Schwedens

bildet (cf. Törnebohm l. c. Blatt 5). Einsprenglinge von Oligoklas, welche starke mechanische Deformationen erkennen lassen, und von undulös auslöschendem Quarz liegen in einer quarzreichen Grundmasse aus meistens ungestreiftem, kurzrectangulärem und wenig gestreiftem Feldspath. Einsprenglinge von farbigen Gemengtheilen fehlen ganz. In der Grundmasse ist brauner Glimmer in Blättchen und Schüppchen entweder gleichmässig vertheilt oder nesterartig angehäuft. Ich möchte diese auffallende und abnorme Erscheinung dadurch erklären, dass ich diese Vertheilung des Glimmers durch mechanische Vorgänge aus ursprünglichen Einsprenglingen ableite.

Zu den lagerhaften Dioritporphyriten gehören auch die bekannten, von Delesse als Chlorophyr beschriebenen, silurischen Eruptivmassen von Quenast und Lessines. Sie enthalten unter den Einsprenglingen Quarz mit dihexaëdrischen Grundmasseeinschlüssen und Flüssigkeitseinschlüssen mit würfelförmigen Kryställchen, die nach Renard's Versuchen Kochsalz sein würden, Oligoklas und nicht mehr mit Sicherheit zu erkennende Bisilicate. de la Vallée-Poussin und Renard nennen Hornblende und Pyroxen, den sie als Augit deuten und der uralitisch verändert wäre. Die Formen der pyroxenischen Einsprenglinge lassen meistens auf rhombischen Pyroxen schliessen. Die Grundmasse ist holokrystallin und besteht vorwiegend aus ungestreiftem Feldspath in kurzrectangulären Durchschnitten und Quarz. Chlorit und Serpentin der Grundmasse stammen wohl aus den Bisilicaten, Epidot und Calcit aus den Feldspathen. Turmalin tritt bei Lessines accessorisch in scharfen Krystallen und Nadeln auf. Die Verwandtschaft dieser allerdings etwas saureren Ardenner Gesteine mit den alpinen Ortleriten und Suldeniten ist unverkennbar.

Dem Quenaster Chlorophyr ähnliche Gesteine beschreibt Siepert aus Argentinien vom Cerro Negro, Famatina, La Rioja u. a. O.

Gerhard vom Rath beschrieb einen augitführenden Quarzdioritporphyrit als Gang in den palaeozoischen Schichten der Gegend von Catanzaro in Calabrien, dessen allotriomorphkörnige Grundmasse aus gestreiftem und ungestreiftem Feldspath mit Quarz und ohne farbige Gemengtheile besteht.

Durch einen mässigen Gehalt an Hornblende in der holokrystallinen Grundmasse aus idiomorphem ungestreiftem Feldspath und Quarz entfernt sich von diesem Typus der von Cossa (R. Accad. dei Lincei 1876. ser. 2, Vol. III) beschriebene Quarzdioritporphyrit von Cossato in der Gegend von Biella in Piemont.

Seine Einsprenglinge sind Oligoklas, Quarz, grüne und braungrüne Hornblende.

Noch deutlicher treten die zwei Generationen farbiger Gemengtheile hervor in dem von Williams beschriebenen Gange vom Lippenhof im Schlegelthal zwischen Unter-Kirnach und Vöhrenbach im Schwarzwald. Es ist ein typischer Glimmerdioritporphyrit, in dessen violettgrauer Grundmasse hexagonale Tafeln eines an Rutilnädelchen überreichen braunen Biotits und eines triklinen Feldspaths liegen. Augit und Hornblende fehlen vollständig; Apatit und Zirkon treten in scharf begrenzten Kryställchen auf. Die als Labrador nach mikrochemischen Reactionen, Dichte und optischer Orientirung bestimmten Feldspath-Einsprenglinge zeigen sehr deutliche Zonarstructur mit nach aussen abnehmender Basicität der Schalen. Die Grundmasse besteht vorwiegend aus schmalen gestreiften Feldspathleistchen, die dem Oligoklas zuzurechnen sind, und winzigen Biotitblättchen. Als dritte und letzte Generation findet sich ein innig gemengtes Aggregat von ungestreiftem Feldspath und Quarz. — Sehr nahe verwandt ist ein von Gümbel zu den Lamprophyren gestelltes, von Pöhlmann (L. J. B.-B. III. 81) als Quarzglimmerdioritporphyrit beschriebenes Ganggestein vom Ködelschutzteich zwischen Nordhalben und Tschirn im Fichtelgebirge. — Ähnlich scheinen auch die von v. Camerlander beschriebenen Quarzglimmerdioritporphyritgänge im Granulitgebirge des Ostrandes des Böhmerwaldes bei Prachatitz zu sein, die schon Hochstetter erwähnt.

Bedeutend reicher an farbigen Gemengtheilen als Einsprenglinge und in der Grundmasse ist der von Becke beschriebene aschgraue Quarzdioritporphyrit aus der Gegend von Steinegg in Niederösterreich, der einen 2—3 m mächtigen Gang in Granulit bildet. Unter den Einsprenglingen sind schon mit blossem Auge Plagioklase, Quarz und Magnesiaglimmer zu erkennen. Der nach seinen Auslöschungsschiefen auf M und P als Andesin bestimmte Kalknatronfeldspath bildet nahezu rechtwinklige, vorherrschend von P, M und y begrenzte Individuen mit vorzüglicher Zonarstructur und Zwillingslamellirung nach dem Albit- und Periklingesetz. — Der Quarz erscheint nicht in Krystallen, sondern in rundlichen Körnern*,

* Dieselbe Erscheinung beobachtete Rosiwal an einem Vorkommen des centralen Balkan, dessen Biotit überdies die Rutilnadeln wie das Unterkirnacher Gestein zeigte. Sie liegen vorwiegend parallel den Strahlen der Druckfigur, untergeordnet auch parallel denen der Schlagfigur.

die stets von Hornblendekränzen umgeben sind. Dieser Umstand, sowie die verhältnissmässige Quarzarmuth der Grundmasse legen die Vermuthung nahe, der Quarz möge mechanisch aufgenommen, nicht aus dem Gesteinsmagma auskrystallisirt sein. — Der Magnesiaglimmer bildet grössere hexagonale Tafeln von derart zonarer Structur, dass man einen helleren grünlichbraunen Kern und eine dunkle schwarzbraune Hülle unterscheiden kann, und kleinere unregelmässige, oft aggregirte Schuppen. Er gehört zum Anomit, der hellere Kern ist deutlich zweiaxig, die dunkle Hülle anscheinend einaxig; er umschliesst Apatit und Zirkon und wandelt sich in ein Gemenge von Chlorit und Epidot um. Als weitere Einsprenglinge lässt das Mikroskop langprismatische dunkle Hornblendekrystalle (c lauchgrün ins Blaugrüne, b lederbraun, a olivengrün, $c > b > a$), und blassgrünen Uralit mit oft noch erkennbaren, schwachbräunlichen Augitkernen sehen. — Die Grundmasse besteht aus einem holokrystallinen Gemenge von gestreiften und ungestreiften Feldspathkörnern nebst wenig Quarz, daneben reichlich eine zweite Generation von Glimmerblättchen und hellem Amphibol, dessen primäre oder secundäre Natur nicht sicher bestimmt werden kann. Neben Magnetit und Apatit beobachtet man auch spärliche unregelmässig begrenzte Titanitkörnchen. — Ein ganz ähnliches Gestein trifft man in Lesesteinen NO. von der Ruine Kammegg im Norden von Gars.

Diese Typen führen nun hinüber zu einer Gruppe von dioritporphyritischen Ganggesteinen, welche durch den hohen Gehalt an farbigen Gemengtheilen unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse sich in gewissem Sinne in ähnlicher Weise lamprophyrischen Typen nähern, wie dies oben von Granit- und Syenitporphyren dargethan wurde. Wo Quarz einsprenglingsartig sich noch findet, zeigt er die Form von gerundeten Körnern, die sich oft durch Kränze von Amphibol oder Pyroxen als Fremdlinge ausweisen und auch die selteneren, aber oft recht grossen Feldspatheinsprenglinge zeigen gern rundliche Formen und starke randliche Trübung, wie das bei Resorptionsprocessen gern vorkommt.

Ein hierher gehöriger Typus hat eine weite Verbreitung in den Alpen und ist nach den Darstellungen der österreichischen Geologen und Petrographen, besonders v. Foullon's, durch Zwischenformen mit den Tonalitporphyriten verknüpft. Die Gesteine dieses Typus enthalten Hornblende als Einsprengling, weit seltener Glimmer und je quarzärmer das Gestein wird, um so mehr tritt der Glimmer zurück. So entwickeln sich die reinen Hornblendedioritpor-

phyrite und endlich augitführende Hornblendedioritporphyrite, welche allmählig in Gesteine vom Typus der Diabasporphyrite verlaufen. Solche augitfreie und augithaltige Dioritporphyrite werden aus dem Adamello-Gebiet, aus der Antholzer-Gruppe, von Bruneck, Mühlbacher Klause, Untergsteier bei Meran, Aberstückl im oberen Sarnthal, Altfassthal, Pein-Vintl u. a. O. beschrieben. Interessant ist die Beobachtung v. Foullon's, dass in den pyroxenführenden Gängen die hellgrünen bis fast farblosen Augite nach den Salbändern hin sich anreichern. Die Grundmassen aller dieser gangförmigen Glimmerdiorit- und Dioritporphyrite sind nach H. v. Foullon holokrystallin und enthalten meistens neben kurzrectangulärem gut idiomorphem Feldspath und in den saureren Gliedern etwas verkittendem Quarz in schwankender Menge auch eine zweite Amphibolgeneration. In manchen Gesteinen sind die Feldspathe der Grundmasse mehr leistenförmig und dann auch oft mit Zwillingsstreifung versehen. Eigentlich allotriomorphkörnige Grundmassen scheinen kaum vorzukommen.

Ich nenne diesen Ganggesteinstypus nach dem Vorgange von Pichler (L. J. 1875: 927) Vintlit. Typische Repräsentanten verdanke ich Pichler's Freundlichkeit von Vintl, Mühlbach im Pusterthal, Gelserbruck und aus der Gegend von Klausen. Ihr Feldspatheinsprengling ist Labrador; die vorzüglich idiomorphe Hornblende ist bräunlich mit oft etwas verschiedener Färbung in Kern und Schale, die sich meistens nicht mit krystallographischer Begrenzung trennen. Auch hat sie wohl bräunlichgrüne und blaugrüne Farbentöne; die Neigung zur Zwillingsbildung, oft mit polysynthetischer Wiederholung, ist ausgesprochen. Accessorisch treten selten Biotit und hellgrüner bis fast farbloser Augit, wohl auch Bronzit gelegentlich auf. Die Grundmassen werden oft sehr feinkörnig und bestehen aus wechselnden Mengen von kurz leistenförmigem gestreiftem und isometrischem ungestreiftem Feldspath, dem wenig Quarz und grosse Mengen zierlichster Hornblende-Mikrolithe beigemengt sind. Bei sehr mikrokrystallinen Grundmassen nehmen die Feldspathe bisweilen lang und sehr schmal leistenförmige, ja geradezu trichitische Form an.

Hierher gehört wohl auch der Palaeoandesit von Lienz Doelter's und vielleicht Gänge, welche v. Foullon aus der weiteren Umgebung von Prevali im östlichen Kärnthen beschreibt. Sie setzen in der oberen Trias im Thale der Wolfsgrube beim Römerbad unfern Guttenstein auf.

Sicher gehören hierher die Gänge, welche Melzi aus den Glimmerschiefern und Phylliten der Nebenthäler der Adda zwischen Berbenno und dem Aprica-Pass beschreibt. Die spärlichen Einsprenglinge sind Plagioklas (zu Muscovit und Kaolin umgewandelt) und etwas mehr Hornblende. Diese zeigt die gleiche Neigung zur Zwillingsbildung, auch hier mit mehr bräunlicher Farbe im Centrum, mehr grünlicher an der Peripherie. Die Grundmasse enthält eine zweite Generation von Plagioklas (mit Zonarstructur) und Hornblende und eine kryptokrystalline, vielleicht aus Glas entstandene Substanz, oder sie ist holokrystallin und dann sehr hornblendereich und etwas quarzhaltig.

Ferner reiht sich hier ein Vintlit aus dem Lys-Thale bei Bagnères de Luchon an, in welchem die Einsprenglinge von gelbbrauner Hornblende (110 . 100 . 010) neben spärlichem Biotit an Menge den kleinen und recht basischen Feldspatheinsprenglingen etwa gleichkommen. Die Grundmasse besteht aus einer zweiten Generation von reichlichem Biotit, spärlicherer Hornblende in einem Gewebe von idiomorphem gestreiftem und ungestreiftem Feldspath mit wenig Quarz, accessorisch tritt etwas Biotit auf.

W. D. Matthew beschreibt eine Gangformation von „Dioritporphyriten“ im Laurentian der Gegend von St. John in New Brunswick, die in einer Grundmasse von feinen Hornblendenadeln und Labradorleisten Einsprenglinge von brauner, randlich zu grün abgeblasster Hornblende und basischen Plagioklasen enthalten. Diese sind im Centrum zersetzt und haben Mäntel von einem hellen Feldspath, der auch die Leisten der Grundmasse umzieht. In den Abbildungen erinnert die Structur an die der Vogesite. Verf. selbst findet Verwandtschaft mit Camptoniten. Dagegen spricht die Analyse, welche indes überhaupt nicht gut mit der Beschreibung des Gesteins harmonirt.

Mit dem S. 229 erwähnten kleinen Dioritstock am Electric Peak im Yellowstone National Park ist ein System von Gängen verbunden, die ähnliche Mannichfaltigkeit in der mineralogischen Zusammensetzung zeigen, wie der Dioritstock selbst. Nach Iddings' Angaben durchbrechen die Gänge die Schichten der Kreide. Einige dieser Gänge haben in dem contactmetamorphen Sandstein eine eigenthümlichen Veränderung erfahren: sie sind weiss geworden. Ihr Feldspath ist bis auf seine Glaseinschlüsse frisch und unverändert, ebenso der Biotit; nur die Hornblende ist unter voller

Erhaltung ihrer Form, z. Th. auch unter Hinterlassung spärlicher Reste in fast farblosen Augit umgewandelt, der bald eine homogene Pseudomorphose darstellt, bald aus Aggregaten besteht. Primärer Pyroxen fehlt dem Gestein vollständig. — Nach dem in Deutschland herrschenden Gesteinssystem, welches das Alter der Gesteine über Gebühr als classificatorisches Moment betont, würden diese Gesteine zu den Daciten und Andesiten gerechnet werden müssen.

Wer diese Gesteine des Electric Peak Dioritporphyrite nennt, der muss consequenterweise und mit vollem Rechte hierher auch stellen die intrusiven Lakkolithgesteine der Henry Mountains. Cross, der sie beschrieb, unterscheidet in ihnen zwei Typen. Bei dem ersten bilden Plagioklase, Hornblende, spärliche gerundete Quarzkörner und etwas Titanit Einsprenglinge in einer hellen holokrystallinen Grundmasse aus Orthoklas und Quarz. Zirkon, Apatit und Magnetit sind vorhanden. — Für diesen Typus, der mir in Proben durch Diller's Freundlichkeit vorliegt, kann ich die Beschreibung von Cross durchaus bestätigen. Abgesehen von der grösseren Frische und mehr glasigen Natur der Feldspathe ist das Gestein ununterscheidbar von den Quarzdioriten von Calabrien oder Piemont, die oben beschrieben wurden, sowenig wie von den grobkörnigen Ortleriten ohne Pyroxen. — Ein zweiter Typus der Gesteine dieser Lakkolithe enthält nach Cross Einsprenglinge von schwach doppelbrechendem Plagioklas und von Augit mit dem starken Pleochroismus der Hornblende in einer dunklen holokrystallinen und quarzfreien Grundmasse aus Feldspathtafeln, bald mit, bald ohne Augit. Man sieht, das ist der Suldenit-Typus, wenn schon die mineralogische Zusammensetzung eine andere zu sein scheint. — Mit diesen Lakkolith-Gesteinen der Henry Mt. stimmen gangförmige „Porphyrite“ von der Mosquito Range im Leadville-District überein.

W. Lindgren beschreibt anscheinend lakkolithische Dacite von den Little Belt Mountains in Montana, welche Zusammensetzung und Structur der Dioritporphyrite haben.

Ich rechne hierher auch die holokrystallinen Dacite, welche Doelter als granitoporphyrische und manche von denen, die man als grünsteinähnlich bezeichnet. Dieselben besitzen trotz ihres jugendlichen Alters durchaus den Habitus einsprenglingsreicher oder einsprenglingsarmer Dioritporphyrite und sind dem Aussehen nach von diesen oft nicht zu unterscheiden. Neben herrschenden Einsprenglingen von Plagioklas (Andesin und Labrador sind am

häufigsten) treten bald Biotit, bald Hornblende, bald diese beiden Mineralien und Quarz auf. Der in frischem Zustande stets braune Biotit, sowie die bald braune, bald grüne Hornblende besitzen nicht selten, letztere zumal bei brauner Farbe, Kränze von Magnetit, denen Augit in wechselnder Menge und Deutlichkeit beigemengt ist. Die Breite dieser Kränze ist umgekehrt proportional der Grösse des Biotits und Amphibols, welche vollständig unter Hinterlassung von Magnetit-Augit-Aggregaten verschwinden können. — Pyroxen als ursprünglicher Gemengtheil pflegt vollkommen zu fehlen. — Die Plagioklase haben derben oder doch nur wenig ausgeprägten Mikrotin-Charakter. — Die Grundmasse besteht aus einem holokrystallinen, dabei meistens panidiomorphen Gemenge von Feldspath und Quarz, welchem chloritische Zersetzungsproducte hie und da beigemengt sind. Der Feldspath zeigt quadratische und kurzrectanguläre Schnitte, welche theils deutlich gestreift, theils ungestreift sind. Die Bauschanalysen lassen Orthoklas unter diesen Feldspathen annehmen. Der Quarz ist z. Th. ebenfalls idiomorph oder bildet rundliche Körner. Flüssigkeits- oder Glaseinschlüsse fehlen den Gemengtheilen der Grundmasse fast stets. Dadurch, dass der Quarz die Feldspath-Intervalle ausfüllt und die eigene Form aufgiebt, geht die Grundmassenstructur aus der panidiomorphen in die hypidiomorphe über. Sinkt ihr Korn unter gewisse Grössen herab, so pflegen auch die Feldspathe ihre idiomorphe Begrenzung einzubüssen und die Grundmasse wird allotriomorphkörnig. Die Bestimmung ihres Mineralbestandes als Quarz und Feldspath stützt sich dann wesentlich auf die chemische Analyse und den Analogie-Schluss.

Vorzügliche Repräsentanten dieses Typus liefern die Steinbrüche bei Kis Sebes an der Körös in Siebenbürgen und die „porphyres bleus“ des Esterel-Gebirges (oberhalb des Gehöftes Grands Caous und nördlich des Collège von Boulouris, St. Raphael, mit spärlichem accessorischem Granat). — Sehr feinkörnige allotriomorphkörnige Grundmasse haben die Gesteine von Panyik bei Klausenburg. — Dieser Typus scheint nahe verwandt mit den Banatiten zu sein, wie denn Stern die Vorkommnisse zwischen O-Sopot und Dolnya-Ljubkova (mit Augit) geradezu Dacite nennt.

Nach Ant. Koch findet sich dieser Typus auch bei Rodna, C. v. John beschreibt ihn von Lubowija in Bosnien-Herzegowina. Nach Stelzner's Darstellung gehört hierher das durch seine scharf von (110) (010) ($\bar{1}11$) (001) begrenzte, Glaseinschlüsse führende,

grüne Hornblende ausgezeichnete Gestein von den Cerros blancos bei Zonda, Prov. S. Juan, Argentinische Republik. — Aus dem Indischen Archipel kenne ich ihn vom Vulkan Goenoeng Tiga bei Moedieq Padang auf Sumatra durch Verbeek's Freundlichkeit, und von Tjimai in der Gegend von Djampang Koelon auf Java. Es scheinen auch hierher die Timazite Serbiens zu gehören, welche allerdings nach der sehr verschiedenen chemischen Zusammensetzung in mehrere, z. Th. quarzfreie Typen zerfallen dürften.

Ch. Barrois beschreibt eine Gruppe von Eruptivgesteinen aus Asturien unter dem Namen Kersantites quartzifères récentes. Die meistens durch Plagioklas- und Biotiteinsprenglinge in dunkelblaugrauer Grundmasse schon für das blosse Auge porphyrischen, selten körnigen oder ganz dichten Gesteine bilden der Beschreibung nach vorwiegend Gänge in den palaeozoischen Schichten der asturischen Provinzen, zumal im Cambrium, und durchsetzen noch deutlich gangförmig die Kohlenschiefer bei Ynfiesto. Hier stehen südlich des eine Verwerfungsspalte ausfüllenden Ganges die Carbonschichten an, während nördlich desselben Turon auftritt. Demnach wäre dieser Kersantite quartzifère récente zur Zeit der Spaltenbildung, durch welche die Kreide gehoben ist, emporgedrungen. Da nun aber die Kreide vom Eocän concordant überlagert wird, so müssen nach der Ansicht von Barrois diese Spalten und mit ihnen der jüngere Quarzkersantit zur Zeit der grossen Pyrenäendislocation am Schlusse des Eocän und vor dem Miocän entstanden sein. — Bei normaler Ausbildung besitzen diese Gesteine die holokrystallin-porphyrische Structur; nach Ausscheidung der Apatite, Magnetite und Ilmenite, sowie des nicht eben spärlichen Zirkons entwickelten sich idiomorphe Individuen von dunkelbraunem Biotit, meist grüner, seltener brauner Hornblende, mehrerer Pyroxene und eines triklinen Kalknatronfeldspaths. Alle diese älteren Ausscheidungen, welche vielfach chemische und mechanische Deformationen erfahren haben, liegen in einer Grundmasse aus schmalen Plagioklasleistchen, die von ungestreiftem Feldspath und Quarz verkittet werden. Die Plagioklaseinsprenglinge, welche oft zonare Structur und centrale oder zonar geordnete Glaseinschlüsse und solche der älteren farbigen Gemengtheile besitzen, sind mikrotinartig, glasig, aber oft in den einschlussreichen Theilen zersetzt. Neben den normalen Umwandlungsproducten findet sich in den

Vorkommnissen von Locano, Selviella und Cierva, von denen mir durch Herrn Barrois' Güte Proben zur Verfügung standen, überraschend oft die Umwandlung der Feldspathe zu einer amorphen Substanz vom Habitus des Halloysit. Die Feldspatheinsprenglinge werden von Barrois auf Grund ihrer Auslöschungsschiefe in einer zu M senkrechten Zone in den kryptomeren Abarten der Gesteine für Labrador, in den porphyrischen und körnigen für Oligoklas, die Plagioklasleisten der Grundmasse allenthalben für Oligoklas gehalten. — Die bei grüner Farbe nach der Prismenaxe oft fasrige Hornblende, sowie der Biotit werden gern von Magnetitkränzen umsäumt. — Von Pyroxenen trifft man in diesen Gesteinen einen normalen, hellgrünen monoklinen Augit in Krystallen, die oft zerbrochen sind oder gerundete Ecken und Kanten besitzen, und einen rhombischen, der nach Form (herrschende verticale Pinakoide, schmales Prisma, stumpfe Terminalflächen), Spaltbarkeit, Pleochroismus und Axenlage zum Hypersthen zu rechnen ist; die geringe Apertur des negativen Axenwinkels lässt auf hohen Eisengehalt schliessen. Augit wie Hypersthen sind gelegentlich mit grüner Hornblende parallel verwachsen und sicher älter als diese. Barrois nennt nicht den Hypersthen als Gemengtheil dieser Gesteine, sondern beschreibt statt seiner als Gedrit einen Gemengtheil von folgenden Eigenschaften: Form monoklin oder rhombisch, Querschnitte achtseitig wie bei Augit mit herrschenden Pinakoid- und zurücktretenden Prismenflächen, terminal eine Pyramide; Spaltbarkeit wenig vollkommen nach einem für Pyroxen zu grossen Prismenwinkel, Ebene der optischen Axen senkrecht zur Prismenaxe, welcher die mittlere Elasticität entspricht; Bissectrix des spitzen Axenwinkels positiv; der parallel der Prismenaxe schwingende Strahl ist blaugrün, der dazu senkrecht schwingende bräunlichgelb. — Der nur selten als Einsprengling, in der Grundmasse dagegen reichlich vorhandene Quarz hat die Eigenschaften des Granitquarzes, umschliesst auch die für Rutil gehaltenen dunklen Nädelchen. Ganz accessorisch wurden von Barrois Molybdänit, Turmalin und Pyrit beobachtet. In einem Handstücke von Locano beobachtete ich Hercynitnestchen, welche auffallend an diejenigen im Klausener Quarzglimmerdiorit erinnern. — Die dichten Abarten sind quarzärmer und basischer als die phaneromer körnigen und porphyrischen. Wo körnige Structur vorhanden ist, da steht sie der panidiomorphkörnigen näher, als der hypidiomorphkörnigen.

Aus dem Gesagten ergiebt sich, dass diese asturischen Eruptiv-

gesteine nicht wohl zu den Kersantiten in dem hier gebrauchten Sinne gestellt werden können; sie sind eben keine Lamprophyre. Gehören sie zu den Ganggesteinen, und das ist nach Barrois' Beschreibung trotz des 3 km langen und 1 km breiten Massivs zwischen Salave und Campos anzunehmen, dann muss man diese Gesteine zu den granitporphyrischen Ganggesteinen und speciell zu den Dioritporphyriten stellen.

Damit scheinen auch die Einwirkungen dieser Gesteine auf die durchbrochenen Schiefer in Einklang zu stehen. Nach Barrois zeigen die kleineren Gänge keinerlei Beeinflussung ihres Nebengesteins. Um die mächtigeren Gänge (Lomes, Presnas) und das genannte „Massiv" von Salave findet sich ein äusserer, durchschnittlich 30 m mächtiger Contacthof von Fleckschiefern (schistes tachetés) und eine innere 3—4 m mächtige Zone von chloritischen Glimmerschiefern (micaschistes chloriteux). In der äusseren Zone zeigen die Schiefer matte, durch eine Anhäufung von braunem Glimmer bedingte Flecke auf glänzendem Grunde; ausser dieser Veränderung und einer nicht ganz sicher erwiesenen Granatneubildung sind die Schiefer unverändert. — Die chloritischen Glimmerschiefer der inneren Contactzone sind grünlichweiss und bestehen wesentlich aus Quarz, Muscovit und meist herrschendem Chlorit, der secundär aus Biotit entstanden ist, und nadelförmige Eisenerze, sowie Sphen enthält. Accessorisch führen diese Gesteine Eisenglanz und Andalusit; sie stellen demnach schiefrige Hornfelse dar. — Auch die Umwandlung des Haematitlagers im Obercambrium bei Celleiro in Magnetit wird der Einwirkung der Kersantites quartzifères récentes zugeschrieben.

K. v. Chrustschoff beschreibt ein von Ossowski im District Owroncz in Volhynien bei Mikailowka, Waskowize und Kremenize aufgefundenes und Volhynit genanntes Gestein, welches in Verbindung mit Granit, Gneiss und Gabbro auftritt. Dasselbe enthält Einsprenglinge von Plagioklas, brauner Hornblende (in welcher auffallenderweise die nach der langen Diagonale der Querschnitte schwingenden Strahlen blassgrün mit Stich ins Gelbe, die nach der kurzen Diagonale schwingenden dunkler und bräunlichgrün wären), Biotit, grüner Hornblende, die für Uralit gehalten wird, sowie Ilmenit, Apatit und Zirkon in einer chloritreichen, aus Plagioklasleisten, ungestreiftem Feldspath und Quarz bestehenden, holokrystallinen Grundmasse.

Als

Gabbroporphyrite

— er nennt sie Gabbroporphyre — bezeichnet Chelius Gesteine, die an der Westseite des Frankenstein im Odenwald gangförmig im Gabbro aufsetzen und in einer feinkörnigen, panidiomorphen Grundmasse aus Diallag- und Labradorkörnern nebst Magnetit Einsprenglinge von Labrador enthalten, die randlich mit den Grundmasse-Gemengtheilen verzahnt sind und recht basische, stark verwitterte Kerne aufweisen, während die äussere Schale noch recht frisch ist. — Man kann damit andere Gänge zusammenfassen, die Chelius Labradorfels vom Frankenstein nennt. Auch bei diesen liegen Einsprenglinge von Labrador, welche vollstecken von Magnetit- und Pyroxenkörnern und von Apatitsäulchen, in einer, hier etwas grobkörnigeren, panidiomorphen Grundmasse aus Labrador mit Hypersthen, Diallag und Magnetit. Die graubestäubten Einsprenglinge liegen im Schliff wie in einem Rahmen von aneinander gereihten Hypersthenkörnern, die auch etwas in die Labradoreinsprenglinge hineinragen. Im Gestein sind dieselben also mit einer Kruste von Hypersthenkörnern überzogen, die den Feldspath vollkommen verstecken können.

II. b. Gruppe der aplitischen und pegmatitischen Ganggesteine.

Literatur*.

Fr. D. Adams, On some granites from British Columbia and the adjacent parts of Alaska and the Yukon District. Canadian Rep. of Sc. Sept. 1891. 350.

A. Andreae, Über Glimmer-Tinguáit, einen neuen Gesteinstypus. Verhdl. naturf.-med. Ver. Heidelberg. N. F. IV. 1890.

A. Arzruni, Untersuchung einiger granitischer Gesteine des Ural. Z. D. G. G. 1885. XXXVII. 680.

Ch. Barrois, Les modifications et les transformations des granulites du Morbihan. Ann. Soc. géol. du Nord. 1887. XV. 1.

R. Beck, Erläuterungen zu Section Pirna der geologischen Specialkarte von Sachsen. Leipzig 1892.

E. W. Benecke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. Strassburg 1881. 504.

W. C. Brögger, Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Leipzig 1890.

— The basic eruptive rocks of Gran. Q. J. G. S. 1894. L. 15.

— Die Eruptivgesteine des Christianiagebietes. I. Die Gesteine der Grorudit-Tinguáit-Series. Christiania 1894.

L. Bucca, Contribuzione allo studio geologico dell' Abissinia. Atti Accad. Gioen. di Sc. nat. Catania. (4.) IX. 1852.

C. Chelius, Erläuterungen zu Blatt Darmstadt der geologischen Karte des Grossherzogthums Hessen. Darmstadt 1891.

— Das Granitmassiv des Melibocus und seine Ganggesteine. Notizbl. Ver. f. Erdk. Darmstadt 1892. (4.) Heft 13. 1.

— Nachträge zu den Gabbrogesteinen des Frankensteins bei Eberstadt. Notizbl. Ver. f. Erdk. Darmstadt 1894. (4.) Heft 15. 31.

E. Cohen, Melilithaugitgestein und calcitführender Aplit aus Südafrika. T. M. P. M. 1894. XIV. 188.

O. A. Derby, On nepheline rocks in Brazil. Q. J. G. S. 1887. XLIII. 457 und 1891. XLVII. 251.

— On the occurrence of Xenotime as an accessory element in rocks. Amer. Journ. 1891. XLI. 308.

---

* Die ältere Literatur über Aplite ist nicht von derjenigen der Granite getrennt worden.

L. Duparc et L. Mrazec, Recherches sur la protogine du Mont-Blanc et sur quelques granulites filoniennes qui la traversent. Arch. Sc. phys. et nat. (3.) XXVII. 1892. 659.

Arth. S. Eakle, On some dikes occurring near Lyon Mt., Clinton Co., N. Y. Amer. Geologist 1895. XII. 31.

H. Eck, Geognostische Beschreibung der Gegend von Baden-Baden, Rothenfels, Gernsbach und Herrenalb. Abhandl. k. preuss. geol. Landesanst. N. F. Heft 6. Berlin 1892.

Fr. Graeff, Mineralogisch-petrographische Untersuchung von Elaeolithsyeniten von der Serra de Tinguá, Prov. Rio de Janeiro, Brasilien. L. J. 1887. II. 222.

V. Hackmann, Petrographische Beschreibung des Nephelinsyenits vom Umptek und einiger ihn begleitender Gesteine. Kuopio 1894.

Alfr. Harker, Notes on the geology of Mynydd Mawr and the Nantlle Valley. Geol. Mag. 1888. (3.) V. 221 and 455.

A. Heim, Die Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Mit einem Anhang von petrographischen Beiträgen von C. Schmidt. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Lief. 25. Bern 1891.

O. Herrmann, Erläuterungen zu Section Kloster St. Marienstern der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1892.

A. G. Högbom, Über das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alnö. G. F. i Stockholm Förhdl. 1895. XVII. 238.

A. W. Howitt, The sedimentary, metamorphic and igneous rocks of Ensay. Roy. Soc. Victoria. 16. April 1886.

— Notes on the area of intrusive rocks at Dargo. Roy. Soc. Victoria. 1887.

— Notes on certain plutonic and metamorphic rocks at Omeo. Rep. and Stat. Min. Dep. for quarter ended 31 March 1890. Melbourne 1890. 32.

E. Hussak, Über brasilianische Leucitgesteine. L. J. 1892. II. 146.

— Über Leucitpseudokrystalle im Phonolith (Tinguáit) der Serra de Tinguá. L. J. 1890. I. 166.

— Nochmals die Leucitpseudokrystallfrage. L. J. 1892. II. 158.

J. F. Kemp, The elaeolite syenite near Beemerville, Sussex Co. N. Y. Transact. N. Y. Acad. Sc. 1892. XI. 60.

J. F. Kemp and V. F. Marsters, The trap dykes in the Lake Champlain valley and the neighbouring Adirondacks. Trans. New York Acad. Sc. 1891. XI. 13.

— The trap dykes of the Lake Champlain region. U. S. Geol. Survey Bulletin No. 107. Washington 1893.

Th. Kjerulf, Beskrivelse af en raekke norske bergarter. Christiania 1892.

G. Klemm, Erläuterungen zu Blatt Schaafheim-Aschaffenburg der geologischen Karte des Grossherzogthums Hessen. Darmstadt 1894.

J. H. Kloos. Mikroskopische Untersuchung der von Prof. Martin mitgebrachten Gesteine aus Westindien. Sammlungen des geologischen Reichsmuseums. (2.) I. 14. Leiden 1887.

A. Lacroix, Description des syénites néphéliniques de Pouzac et de Montréal et de leurs phénomènes de contact. Bull. Soc. géol. Fr. (3.) XVIII. 511. 1890.

A. C. Lawson, The geology of the Carmelo Bay. University of California, Bull. of the Department of geology. Vol. I. 1. Berkeley 1893.

J. Machado, Beiträge zur Petrographie der südwestlichen Grenzen von Minas Geraes und S. Paulo. T. M. P. M. 1888. IX. 318.

L. Mrazec, La protogine du Mont Blanc et les roches éruptives qui l'accompagnent. Genève 1892.
A. Osann, Über dioritische Ganggesteine im Odenwald. Mitth. d. Grossh. Bad. geol. Landesanst. 1892. II. 380.
— Report on the rocks of Trans Pecos Texas. Geol. Survey of Texas. 4. Annual Report. 123. Austin 1893.
H. B. Patton, Microscopic study of some Michigan rocks. Report of the State Board of geol. Survey for the years 1891 and 1892. Lansing 1893. 184.
L. V. Pirsson, On the geology and petrography of Conanicut Island, R. I. Amer. Journ. 1893. XLVI. 363.
W. Ramsay, Endomorphe Modificationen und endogene Contactverhältnisse der Nephelinsyenite im Umptek. Fennia 11. No. 2. Helsingfors 1894. 197.
H. Rosenbusch, Der Nephelinit vom Katzenbuckel. Freiburg 1869.
P. Sabersky, Mineralogisch-petrographische Untersuchung argentinischer Pegmatite mit besonderer Berücksichtigung der in ihnen auftretenden Mikrokline. L. J. 1891. B.-B. VII. 359.
A. Sauer, Erläuterungen zu Section Meissen der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1887.
John H. Sears, On Keratophyre from Marblehead Neck, Mass. Museum of compar. Zoology. 1890. XVI. No. 9.
— On the occurrence of augite and nepheline syenites in Essex Co., Mass. Bull. Essex Institute. 1893. XXV.
Th. Siegert, Erläuterungen zu Section Hirschstein und Kötzschenbroda der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1889 und 1892.
J. J. H. Teall, On a microgranite containing Riebeckite from Ailsa Craig. Min. Mag. 1891. IX. 219.
M. E. Wadsworth, On the trachyte of Marblehead Neck. Harvard University Bull. 1880. No. 20. 267.
— On the trachyte of Marblehead Neck. Proc. Boston Soc. of nat. hist. 1881. 288.
J. Francis Williams, The igneous rocks of Arkansas. Annual Report of the Geol. Survey of Arkansas for 1890. II. Little Rock 1891.
J. E. Wolff and R. S. Tarr, Acmite trachyte from the Crazy Mountains, Montana. Bull. Museum of comp. Zoology at Harvard College. XVI. No. 12. Cambridge 1893.

Der Gruppenname „aplitische Ganggesteine“ wurde nach dem altbekannten Repräsentanten, dem Aplit, gewählt. Es soll damit keineswegs eine stets zutreffende Ähnlichkeit im Aussehen bezeichnet werden. Die Gruppe der aplitischen Ganggesteine ist eine höchst mannichfache, und es ist schwer, eine für alle Glieder der Gruppe zutreffende Beschreibung zu geben. Als allen Typen gemeinschaftliche Charaktere hebe ich hervor: das feine, sich gern ins Dichte verlierende Korn, das meistens auffallende Zurücktreten der farbigen Gemengtheile und die hierdurch bedingten hellen Farben, die Herrschaft der panidiomorphkörnigen Structur bei im Ganzen wenig hervortretender Neigung zur Ausscheidung von

Einsprenglingen, die oft deutlich hervortretende miarolitische Ausbildung, welche sich allerdings gern bei den winzigen Dimensionen der Gemengtheile versteckt.

Chemisch sind alle aplitischen Ganggesteine dadurch charakterisirt, dass sie gegenüber den Tiefengesteinen, zu denen sie gehören, reicher sind an den feldspathbildenden Kernen, ärmer an den thonerdefreien. Da nun die ersten die SiO_2-lösenden sind, so sind die aplitischen Ganggesteine auch die kieselsäure- bezw. die quarzreicheren. Dieser mehr acide Charakter tritt nicht oder doch nur wenig hervor bei gewissen aplitischen Ganggesteinen derjenigen Tiefengesteine, die selbst schon sehr arm an den Al-freien Kernen sind, wie die Elaeolith- und Leucitsyenite.

Nach ihrem äusseren Habitus — nicht nach ihrer Structur, denn diese zeigt allenthalben die gleichen wesentlichen Züge — lassen sich die aplitischen Ganggesteine in folgende Typen gliedern:

1) solche von aplitischem Habitus im engeren Sinne,
2) solche von bostonitischem Habitus,
3) solche von tinguáitischem Habitus,
4) solche von malchitischem Habitus.

Diese Gliederung — das sei nochmals betont — giebt nicht den Ausdruck für wesentliche, sondern nur für Charaktere der äusseren Erscheinung. Sie ist deswegen nicht weniger wichtig, denn sie erlaubt auch ohne mikroskopische Untersuchung die rasche und sichere Anreihung eines Gesteins an einen besonderen Typus.

1) Gesteine von aplitischem Habitus.

Dieselben sind feinkörnig bis dicht, zuckerkörnig, wenn auch bisweilen in versteckter Form, hellfarbig, weiss, gelblich, röthlich; sie besitzen mehr oder weniger isometrische Ausbildung der Gemengtheile und sind sehr arm bis nahezu frei von farbigen Elementen. Ihrer Zusammensetzung nach und nach ihrem geologischen Verbande gehören sie theils zu den granitodioritischen, theils zu den foyaitischen Magmen, ja sie treten noch als Spaltungsproducte in den gabbroiden Gesteinen auf, wenn auch hier wohl mit etwas verändertem Charakter.

Hierher gehören zunächst die eigentlichen **Aplite**. Das sind weit verbreitete, in schmalen und mächtigen Gängen auftretende Ganggesteine, welche neben einem vorherrschenden Kalifeldspath wechselnde, im Allgemeinen nicht grosse Mengen eines Kalk-

natronfeldspaths und Quarz als wesentliche Gemengtheile enthalten. Ein Glimmermineral, bald nur Muscovit (daher auch Muscovitgranit genannt), bald nur Biotit, bald beide in Gesellschaft, ist mehr accessorisch als wesentlich und fehlt nicht selten ganz. Der Glimmer wird recht oft durch Turmalin (gern poikilitisch mit Quarz durchwachsen), wohl auch durch Hämatit vertreten. Apatit, Zirkon und Eisenerze fehlen wohl nie ganz, sind aber stets recht untergeordnet. — Von Übergemengtheilen ist Granat nicht ganz selten, Cordierit, oder sein Umwandlungsproduct Pinit, und Orthit wurden vereinzelt von Duparc in Gängen im Protogin an der Aiguille du Tacul beobachtet. Derby wies in brasilianischen Vorkommnissen den Xenotim (P, mit sehr kleinem ∞P, einmal mit P∞) in weiter Verbreitung, aber stets in sehr geringer Menge nach. — Alexandrit findet sich in einem Aplit von Helsingfors. — Adams fand in einem Aplit von Fort Wrangell in Alaska etwas Topas und Pyramiden, die er für Anatas halten möchte (? Xenotim). Der Muscovit dieses Gesteins umschliesst Rutil. — Cohen fand in einem Handstück von den Gruben der Iron Crown Gold Mining Co., Woodbusch Mts. bei Hamertsburg, District Zoutpansberg in Südafrika, welches dynamische Einwirkungen verräth, in dünnen talkigen Überzügen auf Kluftflächen auch winzige Goldblättchen und in feinen Adern und Körnern Calcit. — Triphan fand sich in einem Aplit von Killiney in Irland.

Der Kalifeldspath der Aplite ist nicht nur Orthoklas, sondern sehr häufig Mikroklin mit Gitterstructur und Mikroperthit oder Mikroklinmikroperthit und bildet, wie die Durchschnitte zeigen, theils isometrische Individuen mit P, M und y als herrschenden Flächen, theils herrscht die Längsfläche deutlich vor. — Auch der Plagioklas, der bei den Apliten der Granite wohl ausschliesslich Oligoklas-Albit und Oligoklas, bei Apliten dioritischer und gabbroider Gesteine z. Th. basischer ist, pflegt angenähert isometrisch zu sein. Ein schaliger Aufbau mit nach aussen zunehmender Acidität der Schalen ist sehr verbreitet. — Die Verwitterungserscheinungen sind die gleichen wie bei den Graniten.

Die Glimmer bilden kleine Schuppen oder Blättchen; besonders der Muscovit liebt es, in die miarolitischen Räume hinein zu wachsen, ebenso wie der Feldspath.

Der Quarz tritt nicht, wie in den Tiefengesteinen, als Kitt

zwischen den andern Gemengtheilen auf, in seiner Begrenzung durch diese bedingt, sondern er bildet rundliche bis rundlicheckige Körner oft mit Andeutungen der Dihexaëdergestalt. Seine Einschlüsse sind die gleichen wie in den Graniten.

Die Structur der Aplite ist eine körnige, insofern jeder Gemengtheil nur in einer Generation erscheint. Doch liegt ein wesentlicher Unterschied gegen die hypidiomorphkörnige Structur der Tiefengesteine darin, dass die Successionen wenig deutlich hervortreten. In Folge hiervon ist kein Gemengtheil ausschliesslich durch die andern in seiner Formenentwicklung bedingt, also allotriomorph. Deshalb nenne ich diese Structur eine panidiomorphkörnige. Der geringe Unterschied in der Altersfolge der Gemengtheile giebt sich auch dadurch kund, dass gar gern der Quarz im Feldspath, zumal randlich, eingeschlossen ist. Man muss die Bezeichnung panidiomorph nicht so verstehen, als wäre jeder Gemengtheil nur von Krystallflächen begrenzt; das ist ja natürlich bei angenähert gleichzeitigem Wachsthum ganz unmöglich, sondern so, dass keiner von dem andern ausschliesslich seine Begrenzung empfängt. Ein jeder büsste so viel von dem eigenen strengen Idiomorphismus ein, wie er jedem andern davon raubte. Die Bezeichnung panallotriomorph würde eine irrige Vorstellung von der Structur geben, oder man müsste sie dahin definiren, dass kein Gemengtheil absolut idiomorph ist. — Eine granophyrische Structur im Grossen ist nicht selten wahrnehmbar, indem viele benachbarte Quarzindividuen und ebenso die mit ihnen verwachsenen Feldspathindividuen die gleiche Orientirung zeigen.

Porphyrische Structuren sind nicht gerade häufig; dann erscheinen Feldspath und Quarz in zwei Generationen, Glimmer niemals. So sind wohl die Alsbachite (S. 410) zu erklären. Granophyrische Bildungen sind dann in den Grundmassen nicht selten. — Fluidale Structuren können der Natur der Dinge nach nicht wohl zur Ausbildung gelangen.

Randliche Verdichtung ist ziemlich verbreitet, doch wird ebenso oft das Korn am Salband auffallend gröber und man hat Übergänge in Pegmatite. Interessant für die Beziehungen der Aplite und Pegmatite ist eine Beobachtung von Sollas (Trans. Roy. Irish. Acad. 1894. XXX. 491) an aplitischen Gängen im Granitit von Barnavave, Carlingford, Irland. Hier stellen sich Quarz und Feldspath oft in divergentstrahligen feinen Büscheln senkrecht auf das Salband, wie so oft die Mineralien der pegma-

titischen Gänge, und zwischen diesen Büscheln und dem Granitit schiebt sich dann bisweilen noch eine etwa 1 mm dicke, ganz dichte felsitische Lage ein.

Die mechanischen, durch den Gebirgsdruck bedingten, und also secundären Structurformen, welche bei den Tiefengesteinen eine so grosse Rolle spielen, fehlen auch hier nicht. Sie finden auch hier ihren Ausdruck in einer undulösen Auslöschung der Quarz- und Feldspathindividuen, in Biegungen und Knickungen der Glimmerblättchen; bei deutlicherer Ausprägung dieser Structurmodification findet sich die randliche Zertrümmerung aller körnigen Gemengtheile in Verbindung mit starker Auswalzung des Glimmers zu feinen gewundenen Strähnen und Flasern. Stets ist damit eine mehr oder weniger weitgehende Verwischung des ursprünglich saccharoiden Gesteinsgewebes verbunden und dieses verschwindet vollständig, sobald die Kataklase des Gesteins einen gewissen Grad erreicht hat.

Die eigentlichen Aplite treten in unzählbaren Gängen in den granitischen Massiven und ihrer Umgebung in den Vogesen, im Schwarzwald, im Odenwald (allbekannt sind die Schilderungen der Heidelberger Aplitgänge von Gustav Leonhard), im Thüringer Wald, im Erzgebirge, in der Lausitz (hier erwähnt Klemm muscovitreiche Aplite als Apophysen des Lausitzer Granits in der Knotengrauwacke des Dubringer Berges, Sect. Königswartha-Wittichenau) und wohl ziemlich in allen andern Ländern. Es ist hervorzuheben, dass die Aplitgänge sich bald leicht vom Granit ablösen, ja durch einen Lettenbesteg von ihm getrennt, bald mit demselben wie verlöthet sind, so dass man leicht Handstücke quer über die Gesteinsgrenze schlagen kann. Ob das eine oder das andere der Fall ist, dürfte abhängig sein von dem Temperaturzustande des Tiefengranits bei der Injection der Aplitgänge. Dass diese nicht verwechselt werden dürfen mit den felsitischen Schlieren und Bändern der Granitmassive (S. 62), bedarf nicht der Betonung.

Dass die Aplite auch als randliche Facies von Graniten und Quarzdioriten vorkommen, wurde an früherer Stelle (S. 65) hervorgehoben und auch von Barrois vorzüglich aus dem Morbihan beschrieben.

Nach den Untersuchungen von Arzruni (Z. D. G. G. 1885. XXXVII. 865 sqq.) wäre auch der von G. Rose in die Literatur eingeführte Beresit von Berjósowsk, von der Totschilnaja und Bertjówaja-Gorá, von Newjansk, Perwopawlowsk und aus dem District Syssert zu den gangförmigen Muscovitgraniten zu rechnen,

wenn er überhaupt ein wirkliches und echtes Eruptivgestein ist. Nach Helmhacker (Berg- u. Hüttenmänn. Ztg. 1892. LI. 67) wäre der Beresit ein quarzarmer Quarzporphyr. Zu bemerken ist im Beresit die sehr schwankende Menge des Feldspaths, welche local so sehr abnimmt oder durch Umsatz in Muscovit und Quarz verschwindet, dass Karpinsky feldspathfreie Beresite von feldspathführenden unterscheidet. Auch die relativen Mengen von Orthoklas und Plagioklas schwanken in weiten Grenzen bis zu vollständigem Fehlen des letzteren. Der Quarz umschliesst Rutil. Granat bildet einen accessorischen Gemengtheil im Beresit an dem Wege nach der Starkow'schen Goldwäsche im District Syssert.

Das erinnert auffallend an Schilderungen Howitt's aus Omeo, Victoria, vom Frenchman Hill. Hier werden die Quarzglimmerdiorite von Apliten durchsetzt. Bald ist ihre Zusammensetzung die normale, bald fehlt der Muscovit, bald tritt dieses Mineral in grossen Krystallen auf und das Gestein wird pegmatitisch. Der Feldspath steht dem Albit nahe. Granat tritt accessorisch auf. Gelegentlich stellen sich deutliche Kataklasphänomene ein. Jünger als diese Aplite sind turmalinführende Gänge, Quarz-Feldspathgänge, reine Quarz-Muscovitgänge und reine Quarzgänge.

Als **Syenitaplite** kann man Glieder des Aplittypus bezeichnen, welche bei geringem oder fehlendem Quarzgehalt wesentlich aus Orthoklas oder Mikroklin mit geringen Mengen von farbigen Gemengtheilen in panidiomorphkörniger Structur bestehen. Sie wurden mir bekannt aus der Gegend von Oberwiesenthal im Erzgebirge, sehr dicht, ohne bestimmbare farbige Elemente, fast quarzfrei, etwas porphyrisch. — Sauer beschreibt einen Syenitaplit aus dem Porschnitzer Augitsyenitbruch auf Section Meissen der sächsischen Karte. Dieser Syenitaplit baut sich auf aus Orthoklas, etwas Biotit, dunkelsaftgrüner, blättriger Hornblende, etwas Titanit und Eisenerz in holokrystallinem, nicht porphyrischem Gefüge. — Im Odenwalde kommen sie nach Chelius spärlich vor am Lindenberge bei Eberstadt, an der Vogelschneise daselbst und am Kamm des Felsberges. Sie stehen in naher Beziehung zu Apliten und führen neben Feldspath und Hornblende nur spärlich Titanit.

Die Aplitgänge sind keineswegs auf die Granite und Syenite beschränkt; sie kommen ganz ebenso mit den dioritischen Gesteinen und sogar mit Gabbro gelegentlich vor. Ob sie in diesen verschiedenen Tiefengesteinen durchgreifende Verschiedenheiten zeigen, ist heute noch nicht sicher zu erkennen, aber doch wahrscheinlich.

Fr. Becke, der sie aus den Rieserferner Tonaliten beschreibt, betont ausdrücklich, dass sie sich hier ebenso von den Apliten der Granite unterscheiden, wie die Tonalite von den Graniten, nemlich durch das Vorhandensein basischer Kerne in den Feldspathen. Solche Gesteine könnte man **Tonalitaplite** und **Dioritaplite** nennen. — Ein reiner Quarz-Oligoklasaplit ist das oben wegen seines Alexandrit- und Granatgehalts erwähnte Vorkommen von Ulrikaborg, Helsingfors.

Am Ashval auf der Insel Rum sammelte Patton schmale Aplittrümer in Gabbro, welche ausser den normalen Gemengtheilen: Orthoklas, Mikroperthit und Quarz in vollkommen typischer Aplitstructur auch Leisten von bestäubtem Gabbroplagioklas (Labrador), Körner von Diallag und Hypersthen und reichlichen Magnetit führen. Der Labrador hat fast durchweg einen hellen unbestäubten Mantel von Orthoklas und Mikroperthit. Glimmer fehlt vollkommen. Ob diese sehr überraschende Zusammensetzung durch Aufnahme von Gemengtheilen des Gabbro herrührt oder ursprünglich ist, wage ich nicht zu entscheiden. — Man vergl. übrigens die Angaben von Sollas auf S. 414.

Während alle diese Aplitgesteine sicher zur Gefolgschaft der granitodioritischen Tiefengesteine gehören, muss man die folgenden als Aplite der foyaitischen Tiefengesteine bezeichnen.

In den Gneissgraniten und Graniten des Lestiware und des Walepachkwarek am NO.-Rande des Umptek setzen nach Ramsay weisse, zuckerkörnige Aplitgänge auf, welche aus Mikroklin mit Gitterstructur, Albit, Oligoklas, spärlichem Aegirin, Arfvedsonit und Titanit, sowie vereinzeltem und zufälligem Biotit, Eudialyt, Quarz und Fluorit bestehen. Albit und Mikroklin bilden in panidiomorphem Gewebe die eigentliche Gesteinsmasse; Oligoklas, oft zertrümmert und durch Albit ausgeheilt, dürfte ebenso wie der Quarz aus dem Nebengestein stammen. Aegirin ist etwa ebenso viel, oder noch weniger da, wie der Glimmer in den normalen Apliten. Der Amphibol gehört zum Arfvedsonit mit $a : c = 15^0$ ca. und a blaugrün, b lawendelblau, c gelb. Randlich gehen diese Aplite in breccienähnliche Bildungen über, die aus Gneissgranitbruchstücken und Albitarfvedsonitadern nach Ramsay bestehen. Diese Aplitgesteine mögen **Lestiwarite** nach ihrem Fundorte heissen.

Durch seinen aus dem isometrisch-körnigen in den isometrisch-

tafelförmigen übergehenden Habitus der Feldspathindividuen ist ein rother Aplit von Ostö im Kirchspiel Asker, Norwegen, ausgezeichnet. Sehr vereinzelte kleine Einsprenglinge von tafelförmigem Mikroklin ohne Gitterstructur und Mikroklinmikroperthit liegen in einem panidiomorphen Gewebe derselben Feldspathe mit nicht allzu spärlichen, sehr kleinen, eisenreichen Biotittäfelchen und etwas Riebeckit mit sehr kleinem c : a. Die Feldspathe der Grundmasse sind central stark getrübt, randlich aber wasserhell und hier anscheinend Orthoklas. Man könnte das Gestein einen Pulaskit-Aplit nennen. Quarz fehlt vollständig. — Hierher gehört auch ein schneeweisser Syenitaplit, den Brögger vom Lyseböfjord bei Laurvik beschreibt. Über 95 % des Gesteins bestehen aus Mikroperthit mit Anorthoklaskernen. Den Rest bilden kleine Körner eines blaugrünen Diopsid mit etwas Titanit und Apatit. Die Structur ist vollkommen aplitisch.

Nephelinaplite nenne ich schwach fettglänzende Ganggesteine von hellweisslichgrauer Farbe, welche Elaeolithsyenite begleiten und als deren Repräsentanten ich ein von Herrn O. A. Derby freundlichst geschenktes Gestein von der Insel Cabo Frio betrachte. Vereinzelte Einsprenglinge von Mikroperthit, die mit der Grundmasse verzahnt sind und sehr wenig braune Biotitblättchen, die poikilitisch mit Feldspath und Nephelin durchwachsen sind, liegen in einer prachtvoll panidiomorphen Grundmasse von Orthoklas und Nephelin. Darin finden sich ferner vereinzelte Säulchen eines Minerals vom Aussehen des Ainigmatit, die aber durchweg parallel auslöschen, und winzigste Körnchen von stark licht- und doppelbrechenden unbestimmbaren Substanzen, die nicht zwischen, sondern in den Feldspathen und Nephelinen liegen. Scheinbare Erzkörner werden an dünnsten Stellen braun durchscheinend. Etwas Zirkon und hie und da eine Spur von Cancrinit. Das Orthoklas-Nephelin-Gemenge beträgt wenigstens 96 % des Gesteins. — Auch von der Serra de Tinguá liegt mir diese Gesteinsform vor, doch fehlen mir hier genauere Angaben von Herrn Derby über ihre Erscheinungsform. Nach der Etiquette sind sie „vielleicht als Modificationen des Hauptelaeolithsyenit“ bezeichnet.

Paisanit hat Osann ein Gestein genannt, welches angeblich gangförmig den Elaeolithsyenit am Paisano-Pass und am Mosquez Cañon in Westtexas durchsetzt. In feinkörniger bis dichter, hellgrüner bis weisser, nicht rauher, sondern compacter Grundmasse liegen kleine, meist nur mit der Loupe erkennbare Einsprenglinge von glasigem Feldspath und Quarz und graublaue Flecke, die durch

Verwachsung eines farbigen Gemengtheils mit der Grundmasse entstehen. Der Feldspath ist Sanidin mit (001) (010) (201) in isometrischer Ausbildung. Hie und da mit (1̄11). Derselbe ist randlich stets in mikro- bis kryptoperthitischer Weise mit einem zwillingsgestreiften Feldspath verwachsen, dessen Lamellen sich nach der Mitte der Durchschnitte hin auskeilen, so dass diese homogen erscheint. Die Bänder des verzwillingten Feldspaths liegen mit ihrer Längsrichtung senkrecht zu der Trace von M des Sanidin, die Verwachsungsebene ist ein mit 72—73° gegen P geneigtes Orthodoma (h̄ o l). Eine Theilbarkeit nach diesem Doma ist oft erkennbar. Die Auslöschung ist auf P für den Sanidin und den perthitisch eingelagerten Feldspath gleichmässig 0°, auf M 9—12°. Danach läge ein Natronorthoklas vor. — Die Quarzeinsprenglinge sind klein und haben Flüssigkeitseinschlüsse. — Der farbige Gemengtheil gehört zur Riebeckit-Arfvedsonitreihe, ist stets poikilitisch mit Quarz und Feldspath der Gesteinsgrundmasse durchwachsen, und aus z. Th. idiomorphen, z. Th. unregelmässig begrenzten Stengelchen und Blättchen aufgebaut. Auf Spaltblättchen nach (110) ist $c : a = 4—7°$; es ist a dunkelblau, b heller graublau, c hellgrün mit Stich ins Gelbe, $a > b > c$. Die Bissectricendispersion ist stark und macht auf (010) die Bestimmung des Winkels a : c unausführbar. Dieser Amphibol verwittert zu lichten, erdig aussehenden Massen. — Die Grundmasse besteht aus herrschendem idiomorphem Feldspath in rectangulären bis leistenförmigen Durchschnitten mit denselben Eigenschaften, wie die spärlichen Einsprenglinge. Der sie verkittende Quarz ist oft auf weitere Strecken hin in einheitlich orientirten Massen ausgebildet. In manchen Abarten sind die Grundmasse-Feldspathe um die Einsprenglinge zu Sphaerolithen mit negativem Charakter geordnet. — Apatit, Zirkon und Eisenerz wurden nur spärlich beobachtet; Ainigmatit gelegentlich am Mosquez Cañon. — An manchen Gängen sind Druckwirkungen zu beobachten; auf den mikroskopischen Klüften solcher Handstücke ist Quarz und Riebeckit neu gebildet.

Sehr nahe verwandt, wenn auch ihre geologische Stellung noch nicht sicher gestellt ist, mit dem Paisanit sind ein sogenannter „Porphyr“ vom Mynydd Mawr am Snowdon, welchen Harker kurz beschrieb, und ein Vorkommen von der Insel Ailsa Craig am Eingang des Firth of Clyde, welches Teall „Microgranite“ nennt. Das erste ist ein im frischen Zustande bläulichgraues, wenn verwittert, röthliches Gestein mit kleinen Einsprenglingen von Feldspath und

Quarz und blauen Flecken. — Die Feldspatheinsprenglinge sind Mikroperthit, das blaue Mineral ist Riebeckit in derselben Ausbildung, wie in den Paisaniten. Die Grundmasse ist panidiomorphkörnig und fluidal durch die Anordnung des Riebeckit und eines, schon von Harker beobachteten Minerals, welches in schlanken Säulen mit negativem Charakter der Längsrichtung krystallisirt. Die Auslöschung ist gerade, die Lichtbrechung etwa wie bei Epidot, die Doppelbrechung höher als bei diesem Mineral. Ich vermuthe darin ein Ti- oder Zr-haltiges unbekanntes Mineral. Der Feldspath der Grundmasse ist sicher ein Alkalifeldspath; mikroperthitische Structur wurde nur spärlich an ihm beobachtet, er giebt isometrische Durchschnitte.

Der Feldspath des Ailsa Craig-Gesteins ist nach Teall's Angaben ein Natronorthoklas; die Durchschnitte desselben in der Grundmasse werden leistenförmig genannt.

2) Gesteine von bostonitischem Habitus.

In der 2. Auflage dieses Buches pag. 600 sagte ich: „In Brasilien treten Akmittrachyte in einer eigenthümlichen Gangformation zusammen mit Phonolith, Nephelinit, Limburgit u. s. w. auf, welche an mehreren Localitäten u. s. w. nach Derby's Beobachtungen auffallend regelmässig die Elaeolithsyenite begleitet." Die Gesteine waren zu Unrecht als Akmit-haltig bezeichnet, weil ich die eisenreichen Zersetzungsproducte in denselben auf Akmitformen bezog; fortgesetzte Untersuchungen liessen erkennen, dass diese Gesteine keinen Akmit enthalten. Wohl aber stellte sich heraus, dass die betonte Vergesellschaftung an den verschiedensten Orten wiederkehrte. In einem Aufsatze in T. M. P. M. 1890. XI. 447 nannte ich sie dann Bostonite. Alle Bostonite gehören zur Gefolgschaft der aus foyaitischen Magmen hervorgegangenen Tiefengesteine.

Die **Bostonite** sind weisse, gelbliche, grauliche bis graugrüne, sehr feinkörnige und dann trachytisch rauhe bis dichte und dann compacte Gesteine mit einem eigenthümlich weichen Seidenschimmer. Sie entwickeln bei der Zersetzung schmutzig chokoladebraune charakteristische, stark eisenschüssige und thonige Verwitterungsränder. Ihre Structur ist panidiomorphkörnig, aber mit Tafelform der Feldspathe. Sie haben geringe Neigung zu porphyrischer Entwicklung, dann ist stets der Feldspath als Einsprengling ausgebildet. Die farbigen Gemengtheile fehlen ganz

oder treten doch erst unter dem Mikroskop in die Erscheinung. Bezeichnend für die Bostonite ist, sobald sie nicht absolut frisch sind, ein beträchtlicher Gehalt an Fe-reichen Carbonaten, bald in feiner Vertheilung die miarolitischen Räume füllend, bald in scharf idiomorphen Rhomboëdern. Fluidale Structur ist allgemein verbreitet und bedingt durch die Anordnung der Feldspathtafeln den weichen Seidenschimmer.

Der Feldspath, als Einsprengling und als Grundmasse-Gemengtheil, ist Mikroklin ohne Gitterstructur und Mikroklinmikro- oder- Kryptoperthit, selten anscheinend Orthoklas, vereinzelt (bei den Einsprenglingen) Anorthoklas. Fast stets in Tafeln nach M, seltener (bei sehr dichtem Gefüge) isometrisch oder in trichitisch feinen Leistchen.

Der farbige Gemengtheil ist nur selten gut zu bestimmen, seine frühere Anwesenheit giebt sich durch Anhäufung von Eisenerzen kund, meistens Limonit, seltener Hämatit, niemals Magnetit, soweit ich sehen konnte. Wo die Gesteine frisch genug sind, erweist er sich z. Th. als brauner Biotit, der zunächst chloritisirt und dabei bald Anatas (Snarösund bei Christiania), bald Rutil (Kvelle Kirke bei Laurvik) ausscheidet. — In andern Fällen ist es ein grüner Biotit, der sehr eisenreich sein muss, da er sofort in Limonit übergeht (Hedrum in Südnorwegen, Brasilien). — In manchen Vorkommnissen liefert eine katophoritische Hornblende den farbigen Gemengtheil. — Nicht selten fehlen die farbigen Gemengtheile ganz.

Es giebt bei den Bostoniten quarzhaltige und quarzfreie Glieder. In den ersten findet sich der Quarz eingeklemmt zwischen den Feldspathtafeln und ist vollkommen allotriomorph.

Apatit, Eisenerze und Zirkon sind in meistens sehr geringen Mengen nachzuweisen. — Es finden sich sehr verbreitet stark licht- und doppelbrechende Mineralien, die nicht bestimmbar, aber sicher in die Familie der Titano- und Zirkonosilikate gehören. — Pyrit ist recht verbreitet. — Fluorit fand sich in einem Vorkommen von Fletcher's Field bei Montreal in Canada, auf dessen Klüften, selbst bei mikroskopischen Dimensionen derselben, reiche Dawsonitbildung stattgefunden hatte. Der canadische Dawsonit ist an die Bostonite gebunden.

Die Structur der Bostonite ist panidiomorphkörnig mit trachytoidem Charakter in vorzüglicher Ausbildung. Die gelegentlichen spärlichen Einsprenglinge ändern kaum etwas an dieser Structur.

Sie bedingen Übergänge in die Alkalisyenitporphyre, beziehungsweise Bostonitporphyre.

Die Familie der Bostonite empfing ihren Namen nach dem zuerst von Wadsworth als Trachyt beschriebenen Gange vom Marblehead Neck, dem ersten Repräsentanten dieser Gruppe, den ich kennen lernte. Das Gestein enthält in manchen Proben prachtvoll glasige Feldspatheinsprenglinge mit mikroskopisch feiner Zwillingsstreifung und einer Auslöschungsschiefe von etwa 2,5° auf P, mit 12° Auslöschungsschiefe auf M. Es sind also Anorthoklase. Doch ist ihr Bau ein sehr complicirter und bedarf einer genaueren Untersuchung an reichlicherem Material. Man sieht schon mit der Loupe auf P eigenthümlich vom Centrum der Fläche aus divergent verlaufende Streifen, die undulöse Auslöschung da hervorrufen, wo sie liegen. Farbige Gemengtheile und Quarz fehlen, die ersten vollständig, der zweite fast vollständig; die Grundmasse-Feldspathe sind leistenförmig bei gröberem Gesteinskorn, mehr isometrisch bei dichtem.

Eine weite Verbreitung haben die Bostonitgänge in den verschiedenen Theilen des Eruptivgebiets von Christiania. Ich darf annehmen, dass ein Theil der Lindöite Brögger's in die Gruppe der hier Bostonit genannten Gesteine gehören. Brögger selbst muss hier offenbar noch eine Unterscheidung machen, da er sowohl von Bostoniten wie von Lindöiten spricht. Die der hier gegebenen Schilderung zu Grunde liegenden Gesteine stammen von den Gängen von Lindö, Lille Frogner, Snärosund, Tutvet in Hedrum und Skurven bei Herben. Alle diese Vorkommnisse sind quarzhaltig in nicht unbeträchtlichem Maasse. Als quarzfrei und aussergewöhnlich apatitreich erwies sich eine zugleich ziemlich viel Biotit-führende Probe aus dem Gebiete von Laurvik, die Herr Andreae zwischen Kvelle Kirke und Farrisvand gesammelt hat. Dass es nicht Zufall sein kann, dass dieses Gestein aus dem Laurdalit quarzfrei ist, wird sich aus der Thatsache schliessen lassen, dass auch die brasilianischen, mit Elaeolithsyenit vergesellschafteten Gänge quarzfrei oder doch sehr quarzarm sind.

Ein Vorkommen vom Rio Passa Quatro am Fuss des Itatiaia enthält einige Einsprenglinge, die nach der Auslöschungsschiefe von 0° auf P und 13° auf M zum Natronorthoklas gehören. Das Gesteinspulver zeigt schwache Spuren von Gallertbildung beim Behandeln mit Salzsäure, aber es gelang nicht, Nephelin oder Sodalith nachzuweisen. — Auffallend reich an nicht bestimmbaren

Übergemengtheilen erwies sich eine Probe von der Serra do Picú im Sattel zwischen Itatiaia und Picú. — Gröberkörnig, aber weniger frisch, sind die Gänge von der Serra de Tinguá, von Sta. Cruz und aus der Serra dos Poços de Caldas an der Grenze zwischen den Staaten S. Paulo und Minas Geraes.

Von nordamerikanischen Vorkommnissen wurden untersucht die Gänge vom Nash's Point, südlich von Burlington am Lake Champlain (etwas porphyrisch mit spärlichen Einsprenglingen von Anorthoklas und Mikroklin, während der Feldspath der Grundmasse Orthoklas zu sein scheint) und von der Westseite von Polter's Point bei Burlington. Beide Gänge sind quarzreich und gehen in Bostonitporphyre über. — Über den Bostonit dieses Gebietes berichten Kemp und Marsters, dass er in zahlreichen 2—40 Fuss mächtigen, fast durchweg saigern Gängen zwischen New York und Vermont am Lake Champlain und in den Adirondacks bis in die Gegend von Montreal auftrete. Einmal wurde das Umbiegen eines Ganges in einen Lagergang beobachtet; zweimal erschienen die Massen zu bedeutend für einen Gang und werden als kleine Lakkolithe aufgefasst; einmal wurde das Gestein als interbedded sheet beobachtet. Sie durchbrechen alle Formationen bis hinauf zu den Utica shales. Sie enthalten zahlreiche Einschlüsse von Gneiss, Norit, cambrischem Quarzit, schwarzem Trentonkalk und Uticaschiefern und bilden geradezu Eruptivbreccien mit diesen. Die Beschreibung der Zusammensetzung und Structur der Bostonite stimmt mit der hier gegebenen; nur wird noch angeführt, dass sehr vereinzelt auch Quarzdihexaëder als Einsprenglinge und höchst selten auch einmal Plagioklas beobachtet wurde.

Aus New Hampshire lernte ich Bostonitgänge aus den krystallinen Schiefern der Livermore Falls und von Shackfords aus der Gegend von Albany kennen. Das letztgenannte Vorkommen hat als farbigen Gemengtheil einen sehr tiefgefärbten Riebeckit.

Die canadischen Gänge von der Reservoir Extension und am Fletcher's Field bei Montreal sind quarzfrei.

Man könnte vielleicht die mit den saureren Alkaligesteinen von Christiania verbundenen quarzhaltigen Gänge, und dann auch die vom Lake Champlain, Lindöite, die quarzfreien, mit Elaeolithsyenit verknüpften aus dem Lougenthal, von Brasilien, Boston und Montreal Bostonite nennen, falls ich Brögger's Beschreibung seiner Lindöite richtig deute.

Sehr wichtig für die geologische Stellung der Bostonite sind

die Angaben Brögger's über ihre Gebahrung auf der Linie Brandberg-Sölvsberg und Buhammer-Dignaes, wo sie in ungeheuren Mengen, hauptsächlich in Gängen, seltener in sheets (Lagergängen), beide in geringer Mächtigkeit im Gebiet seiner Olivingabbrodiabase, d. h. Essexite dieses Buches (cf. S. 250), immer in Verbindung mit Camptoniten auftreten. Diese beiden Gesteine, Bostonit und Camptonit, kommen hier sogar zusammen in demselben Gang oder Lagergang vor und dann findet sich bald der Bostonit, bald der Camptonit im centralen Theil der Gänge. Wo sie sich durchsetzen, ist Bostonit stets das jüngere Gestein. Es wird auch das Vorkommen dieser beiden Gesteine, von denen Brögger auch Zwischenformen beobachtete, im Verbande mit den Alkaligesteinen des Christianiagebiets erwähnt und der Beweis versucht, dass sie Spaltungsproducte des Essexitmagmas seien. Einer solchen Auffassung kann ich mich nicht anschliessen, da Essexit und Elaeolithsyenit sich gegenseitig bedingen. — Basische Massen von der Zusammensetzung der Camptonite und Pyroxenite (limburgitische Pyroxenite) in Bostonitgängen werden als ältere Ausscheidungen erklärt. Einschlüsse von fremden Gesteinen und förmlichen Bostonitbreccien sind auch hier nicht selten, und Brögger beobachtete, dass dann oft um die fremden Massen dunklere Zonen von angenähert camptonitischer Zusammensetzung sich finden, die die eigentliche Bostonitmasse vom Einschlusse scheiden.

Zum Bostonit gehört auch ein Lindöit von dem Hofe Frön bei Christiania, N. v. Töstberg.

Nach einer freundlichen Mittheilung Osann's treten die Bostonite auch in den Apache Mountains in Westtexas auf. Der Feldspath herrscht auch hier unbedingt. Quarz ist im Ganzen spärlich; ebenso sind die farbigen Gemengtheile spärlich bis sehr selten. Der Habitus ist trachytisch am Paisano Pass bei heller Farbe. Andere Vorkommnisse (Bahnstation Paisano Pass, Sawtooth, Mts.) haben graubraune Farbe und ähneln mehr Orthophyren. Die hellen enthalten Feldspatheinsprenglinge, die dunklen nicht. Die letzteren, in handbreiten Gängen an der Spitze der Sawtooth, Mts. beobachtet, bestehen aus untereinander verzahnten, dicken Feldspathtafeln in regelloser Anordnung. Der Feldspath zeigt Karlsbader Zwillingsbildung; mikroperthitische Verwachsungen fehlen nahezu ganz. Quarz ist spärlich zwischen den Feldspathleisten eingeklemmt. Fetzchen von hellgrünem Diopsid, etwas Zirkon und Apatit und kleinste Erzstäubchen bilden den Rest des Mineralbestandes. —

An der Paisano Pass Station haben die Feldspathe in Folge kryptoperthitischer Verwachsungen undulöse Auslöschung, Quarz ist etwas reichlicher und neben Diopsid finden sich vereinzelte Glimmerblättchen. — Bei den hellen Bostoniten mit Feldspatheinsprenglingen ist der Feldspath der Grundmasse länger leistenförmig und fluidal geordnet.

Aus Schilderungen Lindgrén's möchte man schliessen, dass gewisse von ihm Trachyt genannte Gesteine aus den Highwood Mountains, Montana, zu den Bostoniten zu stellen sind (Proceed. Cal. Acad. Sc. (2.) III. 39. 1890 und Amer. Journ. 1893. XLV. 286).

Rosiwal (Beiträge zur geologischen Kenntniss des östlichen Afrika. Denkschr. d. k. k. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Classe. LVIII. Wien 1891) beschreibt als phonolithischen Trachyt von Ghesba Soddé und zwischen Antotto und Menaghescia ein Gestein, welches nach Structur und gleichmässigem Quarzgehalt wohl in die Nähe der Bostonite gehören könnte. Es wäre alsdann ein Aegirin-Bostonit und würde hinüberführen in die nächste Abtheilung.

3) Gesteine von tinguáitischem Habitus.

Die ersten Repräsentanten tinguáitischer Gesteine wurden in der zweiten Auflage dieses Buches S. 627 von den Phonolithen abgetrennt und nach Vorkommnissen von der Serra de Tinguá bei Rio de Janeiro benannt. Ebenda wurde bereits ihre weitere Verbreitung und ihre geologische Stellung nachgewiesen und ihre Beschreibung geliefert. Schon im Jahre 1890 (T. M. P. M. 1890. XI. 445) konnten weitere Belege für das Zusammenauftreten dieser Gesteine mit foyaitischen Tiefengesteinen beigebracht werden. Seitdem ist aus dem Gestein Tinguáit eine Gesteinsreihe geworden.

Alle tinguáitischen Gesteine gehören zur Gefolgschaft der aus foyaitischen Magmen hervorgegangenen Tiefengesteine, Alkaligranit, Alkalisyenit und Elaeolithsyenit.

Die tinguáitischen Gesteine sind unbeschadet der Mannichfaltigkeit ihrer Zusammensetzung insgesammt charakterisirt durch grüne Farbe und im unfrischen Zustande durch dünne, graulichweisse, erdige Verwitterungsrinde. Die Ursache der Farbe liegt in der gleichmässigen feinen Vertheilung von Aegirin. Sie sind dicht und compact und haben in ihrer Mehrzahl einen matt fettigen Glanz. Übergänge in porphyrische Formen sind nicht selten, und

dann erscheinen farblose und farbige, oder auch nur farbige Gemengtheile als Einsprenglinge.

Fast in allen tinguáitischen Gesteinen ist der farbige Gemengtheil ausschliesslich oder herrschend Aegirin; hie und da wird derselbe begleitet von Biotit oder einem blauen Amphibol. An wenigen Orten nehmen diese Mineralien die Stelle des Aegirin ein; ist der Amphibol das den Aegirin ersetzende Mineral, so werden die Gesteine schwarz.

Es giebt in der Tinguáitreihe reine Feldspathgesteine mit Quarz und ohne Quarz; und die quarzfreien Glieder scheiden sich wieder in solche, die nur Feldspath als wesentlichen farblosen Gemengtheil führen, und in solche, die neben Feldspath Nephelin oder Leucit enthalten. Danach unterscheiden wir Quarztinguáite, Sölvsbergite, Nephelintinguáite und Leucittinguáite.

Die **Quarztinguáite***, welche von Brögger Grorudite genannt werden, sind bis jetzt nur aus Norwegen bekannt und bilden nach Brögger im N. und NNO. von Christiania, unfern der Skydsstation Grorud, bei den Seeen Bredsjö und Alunsjö, am Grafenwege, am Varingskollen, ferner W. vom Lougenthal bei der Sennhütte Lisaeter und bei dem Hofe Skeie und andern Punkten im Kirchspiel Svarstad im oberen Slemdal und in den Kirchspielen Eftelöt und Komnaes 0,2—10 m mächtige, angenähert N.—S. streichende Gänge. Die Quarztinguáite sind porphyrisch und haben meistens sowohl farblose wie farbige Einsprenglinge, seltener (Varingskollen) nur die letzteren.

Als feldspathige Einsprenglinge sind vorhanden isometrischer Mikroklin mit Gitterstructur, begrenzt von (010) (001) (201), verzwillingt nach dem Karlsbader, auch nach dem Bavenoer und Manebacher Gesetz; oft mikroperthitisch oder auch poikilitisch durchwachsen mit Albit, oder aus zwei, sich nach dem Albitgesetz regellos durchkreuzenden Individuen aufgebaut. — Häufiger ist dicktafelförmiger (nach M) Mikroklinmikroperthit ohne Gitterstructur und ebenfalls mit sehr unregelmässig eingelagertem, verzwillingtem Albit. Diese Feldspathe enthalten zahlreiche Einschlüsse von Aegirinnadeln, seltener solche von Amphibol. — Es kommen auch regellos orientirte Aggregate von tafelförmigen Feldspath-

* Ich gebrauche diesen Namen seit 1889 und glaube ihn der Einfachheit der Nomenclatur wegen beibehalten zu sollen. Die Gesteine von Grorud und der Drontheimer Strasse lernte ich 1888 unter Brögger's freundlicher Führung kennen.

individuen mit mehr oder weniger blauer Hornblende und Quarz nach Art der bekannten Leucitpseudokrystalle in der Form von Feldspathen vor, die einem sehr frühen Abschnitt der Gesteinsbildung angehören. Die Feldspathe haben glasigen, seltener derben Habitus.

Der Quarz ist als Einsprengling selten. Er gehört der Grundmasse an und ist in dieser oft auf grössere Strecken hin parallel orientirt, wie in den Paisaniten (S. 466), so dass die andern Gemengtheile poikilitisch in ihm eingebettet sind.

Der Aegirin bildet dünne und lange Prismen, begrenzt von (110) (100) (1̄11) (1̄01). Er ist sehr homogen, enthält jedoch bisweilen Kerne von Aegirinaugit. Er ist bisweilen zerbrochen und in orientirten Zacken ausgeheilt. Randlich umschliesst er oft Quarzkörner und Aegirinnadeln der Grundmasse, wuchs also noch während der Verfestigung dieser weiter. — Der massenhafte Aegirin der Grundmasse bildet Nadeln und feinste Härchen bis hinab zu moosförmigen Aggregaten, selten Körner.

In kleinen Mengen findet sich in den Quarztinguäiten ein Amphibol in schlank säulenförmigen Individuen, den Brögger Katophorit nennt. Die Katophorite sind nach ihm charakterisirt durch die Winkel $c : c = 30^0—60^0$, durch röthliche Absorptionsfarben und die Absorption $b > c > a$. Sie vermitteln zwischen den Barkevikiten mit $c : c = 12^0—14^0$, braunen Absorptionsfarben und $c > b > a$ und den Arfvedsoniten mit $c : c = 75^0—86^0$, grünlichblauen Absorptionsfarben und $a > b > c$. Chemisch wären die Katophorite Alkali-Eisen-Amphibole mit wenig TiO_2, während die Barkevikite reich an TiO_2 und die Arfvedsonite frei davon wären. Die Katophorite der Grorudite hatten:

c	b	a
hellgraugelb, röthlichgelb, bisweilen mit Stich ins Grüne	braunroth oder tiefweinroth, oft an die Farbe dicker Schichten von Rauchtopas erinnernd	hellgrünlichgelb bis graulichblau
gelbroth bis röthlichgelb	braunroth	ganz hellgelbröthlich, mit Stich ins Grüne
hellbräunlichgelb	bräunlichviolett	bräunlichweiss (H. R.).

Dieser Katophorit wird randlich gern umwachsen zuerst von Arfvedsonit* und darauf von Aegirin oder auch von nur einem

* In einem Handstücke von Grorud fand sich auch der früher oft erwähnte blaue Amphibol mit c nächst c und dem Pleochroismus c fast gleich b blau, a grünlichgelb.

dieser Mineralien. In den Schnitten der Prismenzone liegt dementsprechend die der Prismenaxe nächste Auslöschungsrichtung im Katophorit und Arfvedsonit auf umgekehrter Seite.

Die Grundmasse besteht durchweg aus Feldspath (Natronorthoklas, neben welchem auch Mikroklin und Albit nachgewiesen wurden), Quarz und Aegirin, z. Th. begleitet von Arfvedsonit (Grorud).

Die Structur ist holokrystallinporphyrisch. Die Grundmasse z. Th. panidiomorph, z. Th. allotriomorphkörnig bei isometrischem oder kurzrectangulärem Durchschnitt der Feldspathe. In manchen Vorkommnissen bildet Quarz den Kitt der idiomorphen Feldspathe. Der Aegirin ist meistens sehr gleichmässig und stets sehr reichlich vertheilt und häuft sich nicht selten zu filzig moosartigen Aggregaten. An den Salbändern der mächtigen Gänge und in den sehr schmalen Gängen wird der Feldspath lang leistenförmig und der Aegirin vermehrt sich hier bei merklichem Zurücktreten des Quarzes. Die Salbänder und schmalen Gänge enthalten daher mehr Eisenoxyde und weniger Kieselsäure, als das Normalgestein. — Einige Vorkommnisse (Varingskollen) sind deutlich fluidalschiefrig.

Die **Sölvsbergite** unterscheiden sich nach Brögger von den Quarztinguäiten durch geringeren bis fehlenden Quarzgehalt und das Herrschen der Tafelform bei den Feldspathen. Diese sind gern parallel oder subparallel geordnet und bedingen damit einen weichen Schimmer der Gesteinsoberfläche. Sie sind mittel- bis feinkörnig und wie die Tinguäite den Phonolithen äusserlich sehr ähnlich. Alkalifeldspathe (Mikroklin, Albit und deren Verwachsungen) und Aegirin sind die herrschenden Hauptgemengtheile. Der Aegirin wird in manchen Vorkommnissen durch katophoritische Amphibole und durch Glimmer theilweise vertreten. Die quarzfreien Repräsentanten der Gruppe führen gern etwas Nephelin. Sie scheinen wenig Neigung zur Entwicklung porphyrischer Structuren zu haben.

Die Sölvsbergite finden sich gangförmig im Kirchspiel Gran, westlich vom Randsfjord am NO.-Rande des Christianiagebiets und im Lougenthal. — Als normalen Repräsentanten beschreibt Brögger einen Gang am Südfuss des Sölvsberges mit Albit, Mikroklin und Mikroklinmikroperthit und stellenweise mit Katophorit neben Aegirin. Der Katophorit ist das ältere Mineral. Quarz tritt spärlich als Cäment auf.

Ein Gang zwischen den Stationen Tjose und Åklungen an der Bahnlinie Christiania-Laurvik, 169,6 km von Christiania, hat bei makroskopisch trachytoidem Habitus Mikroklin-Mikroperthit als

herrschenden Feldspath. Die auf dem hellen Gesteinsgrunde sich abhebenden grünschwarzen Striche sind Aegirinnadeln und Nadeln von Katophorit (c hellbräunlichgrün bis gelbgrün, b tiefbraunroth, a hellröthlichgelb bis grünlichgelb) mit Rändern von arfvedsonitischer Hornblende und fetzenförmigen Einschlüssen von Riebeckit. Quarz erscheint als spärlicher Kitt. Apatit, Zirkon und Magnetit wurden beobachtet. Fraglich sind Anatas und Pyrochlor oder Perowskit.

Als Geröll wurde Sölvsbergit im Lougenthal gefunden. Das bläulichgrüne bis blaugraue Gestein hat eine trachytische Structur und besteht wesentlich aus Albit, Mikroklin (in einfachen Durchdringungszwillingen nach dem Albitgesetz) und Katophorit, der gern von Arfvedsonit und bisweilen auch noch von Aegirin umsäumt wird. Untergeordnet tritt Arfvedsonit, Aegirin, spurenweise Biotit, Quarz, Apatit, Zirkon und Perowskit(?) hinzu.

Als ein vermittelndes Glied nach den Tinguáiten hin beschreibt Brögger einen quarzfreien Aegirin-Biotit-Sölvsbergit bei Kil. 175,05 und 173,2 gangförmig im Elaeolithsyenit an der Bahnstrecke zwischen Tjose und Åklungen. Neben herrschendem Albit findet sich Orthoklas und Mikroklin mit Aegirin als wesentlicher Bestand. Spärlich ist Nephelin zwischen die Feldspathtafeln eingeklemmt. Cancrinit, Biotit in winzigen Schüppchen und als Ansatz an Magnetit, Zirkon, Apatit, Titaneisenglimmer, Melanit oder ein anderes Ti-reiches reguläres Mineral und Perowskit(?) sind accessorisch. Spärliche mikroskopische Einsprenglinge von Mikroklin-Mikroperthit enthalten auch hier, wie so oft in den tinguáitischen Gesteinen, zahlreiche Einschlüsse von Aegirinnadeln.

Wolff und Tarr lehrten uns durch Feldspath und Pyroxen, gelegentlich auch durch Sodalith porphyrische, hellglänzende Sölvsbergite unter dem Namen Akmittrachyt aus den Crazy Mountains kennen, in deren nördlicher Hälfte sie mit Theralithen vergesellschaftet, gang- und lagergangförmig auftreten. Die Einsprenglinge sind Anorthoklas (spec. Gew. 2,583) mit 2,5—3° Auslöschungsschiefe auf P, 9° auf M. Die Pyroxene haben Aegirinmäntel. Die Grundmasse besteht aus dünnen fluidal geordneten Feldspathtafeln (grösstentheils Anorthoklas) und Aegirinnadeln in und zwischen ihnen. Brauner Akmit begleitet spärlich den Aegirin. Zwischen den Feldspathen ist wahrscheinlich noch etwas Nephelin und Analcim eingeklemmt.

Nach Osann treten nephelinfreie Tinguáite, d. h. also Sölvs-

bergite gangförmig in den Elaeolithsyeniten und Alkalisyeniten der Apache Mountains in Westtexas auf.

In dem Elaeolithsyenitgebiet von Julianehaab kommen nach einer freundlichen Mittheilung Ussing's in 0,5—0,1 m mächtigen Gängen Gesteine von grünlichschwarzer Farbe vor, die nach vorläufigen Untersuchungen des Genannten zwei etwa hier einzuschaltenden Typen angehören. Die einen mit durchschnittlich 59 % SiO_2 bestehen hauptsächlich aus Feldspath und Arfvedsonit und wären also gewissermaassen Arfvedsonit-Sölvsbergite. Ob auch Nephelin vorkomme, wurde noch nicht festgestellt. Die andern, von der chemischen Constitution der Lujaurite bestehen wesentlich aus Leucit, der in Analcim umgewandelt ist, mit Aegirin und Arfvedsonit neben reichlichem Eudialyt und häufigem Steenstrupin (?).

Die **Tinguáite** sind durchaus quarzfreie Alkalifeldspath-Nephelingesteine mit hohem Aegiringehalt, welche gangförmig in Elaeolithsyenitmassiven und ihrer Umgebung auftreten.

Ihr Feldspath ist z. Th. ein wasserheller Orthoklas, der sich oft sehr dem Sanidintypus nähert, z. Th. Mikroklin mit bisweilen sehr versteckter polysynthetischer Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ohne Gitterstructur oder in innigster Durchdringung zweier einfacher Individuen nach demselben Gesetz, z. Th. Mikroperthit, z. Th. Mikroklin-Mikroperthit, z. Th. Anorthoklas und nicht selten treten mehrere dieser Ausbildungsformen neben einander auf. Bei allen kommt vielfach auch das Karlsbader, seltener das Bavenoer und Manebacher Gesetz zur Entwicklung. Der Habitus ist tafelförmig nach M, wenn der Feldspath Einsprenglinge bildet, fast durchweg isometrisch durch Gleichgewicht von P, M und y in der Grundmasse, seltener und besonders an den Ganggrenzen auch hier äusserst dünn tafelförmig. Der Idiomorphismus der Grundmasse-Feldspathe ist oft bei der ersten Ausbildungsform ein geringer. Zwillingslamellirung und mikroperthitische Durchdringung ist an den Grundmasse-Feldspathen ziemlich selten zu erkennen. — Der sichere Nachweis von Albit ist bisher nicht zu erbringen gewesen.

Der Nephelin hat nicht den Elaeolithcharakter oder doch nicht in typischer Weise. Er ist, wenn Einsprengling, kurz säulenförmig mit Begrenzung durch (10$\bar{1}$0) und (0001). Auch in der Grundmasse zeigt er sich oft streng idiomorph, anscheinend sogar öfter als Feldspath, oder aber er bildet eckig-rundliche Individuen. Umwandlung in Zeolithe ist häufig und in geringer Ausdehnung allent-

halben zu beobachten; es entsteht mit Vorliebe Analcim. — Ebenso ist die Umwandlung in Cancrinit sehr verbreitet und nur selten wird man vergeblich dieses Mineral suchen.

Der Nephelin kann begleitet und ersetzt werden durch Leucit. Wo dieser als Einsprengling auftritt, ist er stets nur der Form nach vorhanden; die Form ist entweder, wie oben S. 154 beschrieben wurde, mit einem Gemenge von Feldspath und Nephelin oder aber mit Analcim erfüllt. Der Grundmasse-Leucit scheint durchweg in Analcim umgewandelt zu sein, denn nirgends konnte die bekannte Zwillingsstructur des unveränderten Leucit nachgewiesen werden.

Je nach dem Vorhandensein oder Fehlen des Leucits als wesentlichen Gemengtheils trennen sich die Tinguáite in **Tinguáite** schlechthin und in **Leucittinguáite**.

Innerhalb der Tinguáite schwankt das relative Mengenverhältniss von Feldspath und Nephelin, wenn man nach dem mikroskopischen Bilde urtheilt, nur wenig, doch lässt sich öfters eine Anreicherung des Feldspaths nach den Salbändern hin beobachten. Die Analysen zeigen aber, dass das Mengenverhältniss dieser beiden Mineralien doch nicht unbeträchtlich schwanken muss; es giebt nach der einen Seite hin Übergänge in die Sölvsbergite, nach der andern hin tritt der Feldspath sehr zurück und es entwickeln sich eigenthümliche Formen (Alnö und das gegenüberliegende Festland), die nach einem noch unbekannten feldspathfreien Pol der Reihe deuten.

Der Aegirin ist der fast ausschliesslich vorkommende farbige Gemengtheil. Er hat fast stets die schlank prismatische Formengestaltung, die für ihn so charakteristisch ist. Seine Menge ist allenthalben beträchtlich; das unterscheidet die Tinguáite von den Nephelinapliten, denen er nur sehr spärlich beigemengt ist. — Als makroskopischem Einsprengling begegnet man ihm ganz ausserordentlich selten. Wo ein Pyroxen sich so findet, ist es Aegirinaugit, meist mit schmalen Aegirinrändern. In der Grundmasse sind seine Dimensionen sehr wechselnde und da kann man wohl bisweilen eine Generation grösserer Säulchen von einer kleineren unterscheiden. Er sinkt zu so geringen Dimensionen herab, dass seine so intensive Farbe nicht mehr zur Wahrnehmung kommt. Bald ist er in zahllosen compacten Säulchen richtungslos, seltener in fluidal parallelen Zügen eingelagert, bald scheinen diese Säulchen aus reihenartig geordneten Körnern zu bestehen, bald häufen sich die Nadeln zu filzartigen Massen und roh radialen Gruppen bis hinab

zu moosartig zarten Anhäufungen. Seltener tritt er in der Form eckiger Körner auf. — Da er nicht selten reichlich sowohl den Einsprenglingen, wie den Grundmasse-Gemengtheilen eingelagert ist, so muss der Beginn seiner Ausscheidung bis in sehr frühe Perioden der Gesteinsverfestigung zurückreichen. Andererseits beweist die Art seiner Vertheilung in der Grundmasse, dass seine Bildung bis an den Schluss der Krystallisation des Magmas fortdauerte.

Selten wird der Aegirin von einem bräunlichgrünen, noch seltener von braunem Biotit begleitet. Doch giebt es Ausbildungsformen, wo dieser Glimmer in Menge den Aegirin begleitet (Alnö), oder ihn ganz ersetzt (Gegend von Laurvik). So entsteht die Untergruppe der Glimmertinguáite.

Apatit, Zirkon und Erze, zumal die letzteren, sind nur sehr spärlich vorhanden und sind oft gar nicht nachzuweisen.

Sehr bezeichnend gegenüber den nahe verwandten Phonolithen, den Ergussformen der Elaeolithsyenitmagmen, während die Tinguáite ein Spaltungsproduct derselben sind, ist mineralogisch die Seltenheit der Mineralien der Sodalithgruppe, die nur in Canada eine gewisse Bedeutung gewinnen. — Ebenso sind die in den Phonolithen so allgemein verbreiteten Titaniteinsprenglinge den Tinguáiten recht fremd. Allerdings kommt an manchen Localitäten Titanit vor, sogar bisweilen reichlich, aber dann in winzigen kleinen Kryställchen der Grundmasse oder in Körnern. — Umgekehrt sind die in den Elaeolithsyeniten so häufigen, in den Phonolithen kaum nachgewiesenen Mineralien der Mosandritgruppe, ferner der Laavenit und besonders der Ainigmatit in den Tinguáiten recht verbreitet.

Die Structur der Tinguáite ist eine entschieden andere, als die der Phonolithe, trotz einer gewissen Mannichfaltigkeit in deren Entwicklung. Nur selten treten Structurtypen von phonolithähnlichem oder — gleichem Charakter auf. — Die zumal in den mächtigeren Gängen herrschende Structur hat entschieden aplitischen Charakter. Dabei bilden Feldspath und Nephelin ein entweder panidiomorphkörniges oder ein allotriomorphkörniges Aggregat von sehr gleichbleibenden und gleichen Dimensionen beider und die Aegirinnadeln liegen in und zwischen beiden, oder geben durch parallele Anordnung dem Ganzen trotz der richtungslosen Mengung der beiden Hauptcomponenten einen fluidalen Habitus. Dieser wird an den Salbändern und in den schmalen Gängen oft noch aus-

geprägter durch die hier sich ausbildende Tafelform der Feldspathe, die dann schmal leistenförmigen Durchschnitt liefern. — Der echt aplitische Charakter der Structur wird auch kaum modificirt, wenn bei panidiomorpher Entwicklung die Feldspathe mehr kurzrectanguläre als isometrische Schnitte liefern oder etwa durch spärliche Einsprenglinge porphyrische Ausbildung Platz greift. Nur wenn die Einsprenglinge sich häufen, dann wird der Habitus elaeolithporphyrisch; aber trotzdem liegt ein grosser Unterschied zwischen echten Elaeolith- oder Nephelinporphyren und Tinguáitporphyren darin, dass die Grundmasse der letzteren so sehr reich an Aegirin ist, während in den ersten farbige Gemengtheile in der Grundmasse nur spärlich sind oder fehlen. — Eine sehr eigenthümliche Structurentwicklung findet sich bei den mittelkörnigen und durch Aegirinaugit porphyrischen Tinguáiten der Gegend von Montreal; hier liegen zahlreiche idiomorphe Nepheline und spärlichere idiomorphe Feldspathe in grösseren Feldspathfeldern von unregelmässiger Begrenzung. — Endlich kommen Ausbildungen vor, bei denen nicht allzu reichlicher Nephelin zwischen leistenförmige Feldspathdurchschnitte eingeschaltet ist; wenn dann der Aegirin gleichmässig vertheilt ist, so hat man allerdings sehr nahezu die Structur der trachytoiden Phonolithe. Nur dürften diese nie so reich an Aegirin werden, wie die Tinguáite es thatsächlich sind. — Tritt der Feldspath sehr zurück, so pflegt der Nephelin vollendeten Idiomorphismus zu besitzen und die Aegirine setzen sich in dichten Schaaren an und um die Nephelindurchschnitte. Solche Structur zeigen auch die nephelinitoiden und zugleich Aegirin-reichen Phonolithe mancher Gebiete, z. B. Teneriffas, und hier kann allerdings die Unterscheidung von Phonolith und Tinguáit schwierig werden.

Die Tinguáite und Tinguáitporphyre sind seit der kurzen Zeit ihrer Aufstellung als eigene Gesteinsfamilie aus den meisten bedeutenderen Elaeolithsyenitgebieten nachgewiesen worden.

Aus Brasilien lernte ich Tinguáitporphyr vom Festland gegenüber der Insel Cabo Frio neben Gängen von Nephelinaplit kennen. Die Gänge durchsetzen Gneiss, Diabas und Elaeolithsyenit, werden aber ihrerseits von Aplit durchquert, der keinen Plagioklas, sondern nur Orthoklas und Mikroperthit enthält. — Ebenso treten Gänge im Gneiss, in Gesellschaft von Bostonitgängen und solcher von Limburgit und Nephelinbasalt in den Einschnitten des Sta. Cruz-Zweiges der D. Pedro II.-Eisenbahn bei Rio de Janeiro auf bei Kil. 41, 39,1 und 37, das letztgenannte Vorkommen mit vereinzelten

Biotitblättchen und mit Drusen, die von Analcim und secundärem (?) Aegirin ausgefüllt werden. An dieser Localität fehlt das zugehörige Elaeolithsyenitmassiv; ob es in der Tiefe vorhanden sei oder ob die Gänge zur Serra de Tinguá gehören, die allerdings 20 miles entfernt ist, bleibt zweifelhaft. — An der Serra de Mendonha bildet Tinguáit (mit vereinzeltem Titanit und Nosean) einen Gang in Granit. — Sehr verbreitet ist Tinguáit in der Serra dos Poços de Caldas als selbständiger Gesteinskörper und als randliche Facies von Elaeolithsyenit und Elaeolithporphyr. Gerade in diesem Gebiet hat der Tinguáit seine am meisten typische Entwicklung gefunden, und hier treten neben Mosandrit, Laavenit, Ainigmatit, Melanit auch eine Anzahl unbestimmter seltener Mineralien auf. — Als Block in einem carbonischen (?) Conglomerat findet sich ein typischer, ainigmatitreicher (der Ainigmatit ist poikilitisch mit dem Feldspath und Nephelin durchwachsen, wie so oft) Tinguáit mit vereinzelten, kleinen, aber modellartig scharfen Pseudoleuciten an der Mogyana-Bahn am Fuss der Serra de Caldas. — Sehr interessant ist das Auftreten des Tinguáit als Einschluss in den Elaeolithsyeniten, welches Derby beschreibt und wovon ich seiner Güte Proben verdanke. Die Erscheinung erinnert an die älteren basischen Ausscheidungen in andern Tiefengesteinen; einer solchen Deutung widerspricht auch nicht das mikroskopische Verhalten der Grenze gegen den Syenit und es spricht dafür der Umstand, dass durch den Tinguáit mikroskopisch feine Adern eines aplitischen Feldspath-Nephelin-Aggregates sich hinziehen, wie die sogenannten felsitischen Adern durch die basischen Secretionen der Granite.

In der Serra de Monchique wurden die Tinguáite und Tinguáitporphyre früher Phonolithe genannt und schon von van Werveke beschrieben. Es kommen thatsächlich neben den normalen auch recht phonolithähnliche vor.

In Südnorwegen ist der eigentliche Tinguáit nur als Gang in Glimmer-Alkalisyenit zwischen Asbjörnsröd und Åsildsröd in Hedrum von Brögger beschrieben. Er fand Natronorthoklas und Diopsid mit Aegirinrändern als Einsprenglinge, Albit und Orthoklas mit Aegirin in der Grundmasse; accessorisch etwas Amphibol und Biotit nebst Cancrinit und Sodalith. Nach der Grenze hin wird das Gestein fluidalschiefrig bei bald sphärolithischer, bald kryptokrystalliner Ausbildung der Grundmasse.

Andreae fand in einem Prellstein an der Strasse Laurvik-Kvelle einen Gang von Glimmer-Tinguáit und beschrieb ihn als

aus Orthoklas, Nephelin und braungrünem Biotit in panidiomorphkörnigem Gefüge mit accessorischem Riebeckit, Magnetit oder Ilmenit, Apatit, Sodalith, Thomsonit, Calcit, Ainigmatit und unbestimmbaren stark licht- und doppelbrechenden Körnchen und Kryställchen aufgebaut. Brögger, der das Vorkommen gleichfalls untersuchte, bestätigt diese Angaben, konnte aber weder Amphibol noch Sodalith finden, constatirte dagegen das Auftreten von Aegirinaugit und Cancrinit und deutete die stark licht- und doppelbrechenden Mineralien z. Th. als Titanit und Zirkon. — Die Zusammensetzung des Gesteins muss schwanken. In meinen Präparaten — das Handstück verdanke ich Andreae — ist ebenfalls kein Amphibol, sondern Aegirinaugit und Biotit vorhanden; dagegen findet sich etwas lappiger Ainigmatit und ein stark doppelbrechendes, farbloses, monotom spaltendes Mineral, dessen Auslöschungsrichtungen schief gegen die Spaltbarkeit liegen, sowie Titanit und Zirkon. Der Feldspath ist z. Th. Anorthoklas, wie Brögger schon angiebt. Der Biotit desselben hat Verwandtschaft mit dem Biotit der Bostonite. — Brögger fand weitere Glimmer-Tinguáite zwischen Åsildsröd und Asbjörnsröd in Hedrum und am Lyseböfjord.

In Alnö sammelte ich Tinguáit von einem 1,5 m mächtigen Gange im Elaeolithsyenit unfern Stornäset; die Gangmitte hat normale Structur mit etwas porphyrischem Charakter unter dem Mikroskop. Neben dem gewohnten Bestande ist ziemlich reichlich Biotit, accessorisch Fluorit, Laavenit, Mosandrit, Melanit und Titanit vorhanden. Unmittelbar an der Grenze gegen den Elaeolithsyenit wird die Structur äusserst fein trachytisch und fluidal. Durch das ganze Gestein hin haben die Feldspath- und Nephelin-Einsprenglinge eine merkwürdige Umwandlung erfahren. Von den in voller Schärfe erhaltenen Rändern gegen die Gesteinsmasse her sind kurze dicke Prismen von Cancrinit convergirend hineingewachsen und bilden einen sehr zierlichen Rahmen um das frische Centrum von Nephelin und Feldspath. Bisweilen sind diese Mineralien auch ganz durch Cancrinit ersetzt oder der Cancrinitrahmen ist mit Calcit ausgefüllt. — In losen Blöcken auf Alnö und als Gang im Gneiss SO. von Södra-Berge, Kirchspiel Timrå, Medelpad, finden sich die oben mehrfach erwähnten, äusserst nephelinreichen Gesteine, die Törnebohm Nephelinite nannte. Sie sind stark zeolithisirt, wie auch die normalen Tinguáite Alnös. — Dieselbe Gesteinsform liegt mir in porphyrischer Ausbildung mit zwei Nephelingenerationen durch Herrn Högbom's Güte ebenfalls von Alnö vor.

— Högbom beschreibt ebenfalls Tinguáite und nahe verwandte Gesteine von Alnö.

Aus der Gegend von Montreal liegen mir recht deutlich körnige Tinguáite von Papineau Road vor, die nach des freundlichen Gebers, Prof. Adams, Etiquette einen kleinen Stock bilden. Schon das blosse Auge erkennt stark glänzende Nadeln von Aegirinaugit mit Aegirinrändern, zu denen sich als weitere Einsprenglinge ziemlich viel Nosean, etwas Titanit und Melanit gesellen in der oben beschriebenen Grundmasse aus grossen Feldspathfeldern mit reichlich eingestreuten Nephelinen und Aegirinen nebst etwas idiomorphem Feldspath. — Ein Vorkommen aus dem Mount Royal Park mit grossen Analcimflecken enthält viel Einsprenglinge von Orthoklas und Mikroklin, nebst Biotit, der stark resorbirt und durch Aegirin ersetzt ist in normal gebauter Grundmasse mit etwas weniger Aegirin, als sonst vorzukommen pflegt.

Aus dem Elaeolithsyenitgebiet von Boston verehrte mir Herr Sears einen vorzüglich frischen und typischen, heller als sonst gewöhnlich gefärbten, recht fettglänzenden Tinguáit. Spärliche kleine Einsprenglinge sind Mikroklin und Mikroklin-Mikroperthit. In der Grundmasse scheint etwas Analcim nach Leucit vorhanden zu sein.

J. Fr. Williams beschreibt als Aegirin-Tinguáit von Hot Springs, Arkansas, einen Gang, dessen Centrum mehr trachytisch, dessen Salband echt tinguáitisch ist. Einsprenglinge von Sanidin mit 2E nie grösser als 15° bei bald symmetrischer, bald normalsymmetrischer Axenlage, liegen in holokrystalliner Grundmasse von Sanidin und Aegirin nebst etwas Augit. Nephelin wurde nicht beobachtet, muss aber nach der mitgetheilten Analyse sicher vorhanden sein. Einschlüsse des durchbrochenen Schiefers sind häufig.

Tinguáite begleiten in den Apache Mountains (nach Osann) die Elaeolithsyenite und Alkalisyenite. Sie sind dicht, splittrig brechend, grün, aber bräunlich verwitternd. Einsprenglinge von Feldspath sehr selten, auch solche von Biotit. Mikroskopisch: Feldspathe, Nephelin, Aegirin, Aegirinaugit, Apatit, Eisenerze sehr spärlich. Osann unterscheidet 1) normale Tinguáite, 2) Glimmer-führende Tinguáite, 3) Nephelin-freie Tinguáite (Sölvsbergite). Die Eigenschaften sind bei allen die gleichen.

Die Feldspatheinsprenglinge, wenn vorhanden, sind Sanidin mit mikroperthitisch (die Lamellen liegen normal zur Längsrichtung, d. h. senkrecht auf M) eingewachsenen Natronkalkfeldspathlamellen. Diese Verwachsung wird sehr innig und dadurch

die Auslöschung undulös. — In der Grundmasse sind die Feldspathe entweder dünntafelförmig nach M, die Anordnung fluidal, oder sie sind unregelmässig allotriomorph und dementsprechend die Structur. Zwischen diesen beiden Formen findet sich ein Übergang, indem die Feldspathe länglich werden und sich gern sphärolithisch ordnen. — Nephelin reichlich und idiomorph, seltener allotriomorph, verwittert erdig, also wohl zu Kaolin. — Aegirin und Aegirinaugit sind reichlich vorhanden, schlank prismatisch, terminal ausgefasert. Aegirinaugit bildet die Kerne, Aegirin die Mäntel. — Diese Mineralien kommen auch körnig vor und sinken zu winzigsten Dimensionen herab. — Biotit ist mehr accessorisch, in hexagonalen Tafeln oder öfter unregelmässig fetzenartig mit schwacher Absorption a strohgelb, b = c rothbraun. Dieser Glimmer gehört z. Th. dem Anomit an, z. Th. dem Meroxen; auch ist er bisweilen einaxig. Er ist älter als die Pyroxene.

Nach Hackman und Ramsay durchqueren die Tinguáite am Umptek den lujauritischen Elaeolithsyenit und seine Lagergänge am Umpjaur und im Njorrpachk. — Am Njorrjaurpachk besteht das Gestein aus einem filzigen und fluidalen Gewebe von Aegirin, Sanidin und Albitleisten mit scharf idiomorphem Nephelin und Analcim in Pseudomorphosen nach Nephelin und Leucit(?). Vereinzelt treten kleine Sanidine und Aegirinaugite als Einsprenglinge auf. — Am Njorrpachk finden sich zwei Typen, der eine führt kleine Einsprenglinge von Sanidin, Nephelin und Aegirinaugit in normaler Grundmasse. Die Pyroxeneinsprenglinge gruppiren sich oft zu Knäueln und diese enthalten dann in ihrer Mitte ein Olivinindividuum. Immer sind auch um diese Knäuel die Pyroxene der Grundmasse auffallend gehäuft. Bisweilen hat sich auf Klüften des unfrischen Olivin Biotit angesiedelt, der auch selbständig als Einsprengling erscheint. Es ist Anomit mit $\varrho < v$. Die Zeolithbildung im Gestein ist weit vorgeschritten. — Ein anderer Typus ist porphyrisch durch grosse Feldspathe (Sanidin und Sanidin-Albit-Verwachsungen), Nephelin, Aegirinaugit und Titanaugit, der stets einen Saum von Aegirin um sich hat. Accessorisch sind Biotit, Titanit und ein reguläres Mineral (Perowskit?, Granat?) in der Grundmasse. — Den Angaben Hackman's habe ich nach mehrfach wiederholtem Studium hinzuzufügen, dass der Leucitgehalt dieser Gesteine nicht zu bezweifeln, ja z. Th. ein reichlicher ist. Das liess sich feststellen nicht nur durch die Form der Analcimpseudomorphosen, sondern auch durch das Vorkommen von pseudoleucitischen Feld-

spath-Nephelin-Aggregaten in dem Tinguáitporphyr von Njorrpachk. Der Titanaugit hat die Eigenschaften des unten zu erwähnenden Minerals von Beemerville.

Die normalen Tinguáite und Tinguáitporphyre sind danach durch mancherlei Übergänge mit den Leucittinguáiten und Leucittinguáitporphyren verbunden. Von solchen Zwischengliedern seien hervorgehoben ein nach Kemp als Facies des Elaeolithsyenits von Beemerville auftretender Nephelinporphyr, welcher schon makroskopisch eine geradezu überraschende Ähnlichkeit mit Katzenbuckler Gesteinen hat, die ich schon 1869 Nephelinitporphyr nannte. Das Gestein von Beemerville zeigt Einsprenglinge von Nephelin, von Pseudoleucit (spärlich), von einem violettgelblichen, durchsichtigen Pyroxen mit Aegirinrändern, von Titanit und von Perowskit. Die Grundmasse besteht aus zahllosen Aegirinnadeln, Nephelinkrystallen, Pseudomorphosen von Analcim nach Leucit und etwas braunem Glimmer, nebst etwas grünlichbrauner Hornblende und Titanitmikrolithen der Form (011) ($\bar{1}23$) in grösseren, einheitlich orientirten Nephelin- und spärlichen Feldspathfeldern. Der Einsprenglingsaugit hat $a : c = 39^0$ ca., $2E = 55^0$ ca. und starke Bissectricen-Dispersion $c : a_v < c : a_\varrho$.

Durch den Steinbruchbetrieb der beiden letzten Jahrzehnte sind leider die mannichfachen Blöcke von Nephelingesteinen verschwunden, die den Katzenbuckel berühmt gemacht haben. Dafür ist allerdings ein früher unmöglicher Einblick in die gegenseitigen Beziehungen der verschiedenen Gesteinsarten geliefert worden, demzufolge sich feststellen lässt, dass die grünen bis bräunlichgrünen porphyrischen Gesteine mit dichter Grundmasse einen mehrere Meter mächtigen Gang in den grobkörnigen Massen bilden, welche die tiefsten Stellen des Vorkommens einnehmen. Dieser „Nephelinitporphyr", wie ich ihn 1869 genannt hatte, ist nun ein typischer Tinguáitporphyr, und sowohl er, wie die grobkörnigen Gesteine der tiefsten Lagen, wird von wenigen Millimeter bis zu wenigen Centimeter breiten Gängen eines dichten Tinguáit durchsetzt, welcher seiner Zeit ebenfalls schon von mir an losen Blöcken gesehen, aber nicht richtig erkannt worden war. Der Tinguáitporphyr enthält Einsprenglinge von Nephelin, Biotit, Olivin, Nosean, Magnetit und Apatit, sowie vereinzelten Zirkon in einer äusserst kryptomeren Grundmasse aus Nephelin, Leucit und auch bei stärksten Vergrösserungen unentwirrbaren moosförmigen Aggregaten von Aegirin. In andern Abarten, die bisher nur als Blöcke beobachtet wurden,

ist die Grundmasse auffallend biotitreich und lässt den Leucit nicht mit Sicherheit erkennen. Der Biotit gehört zum Anomit und hat $v > \varrho$ bei nicht unbeträchtlichem 2 E und deutlicher Auslöschungsschiefe. — Die dünnen, ganz dichten Tinguáittrümer entbehren des Glimmers und haben neben Aegirin und Nephelin nicht unbedeutende Mengen von Leucit. Das Korn ist ein ganz ausserordentlich feines und bereitet einer sicheren Bestimmung die grössten Schwierigkeiten.

Von unübertroffener Schönheit sind diese **Leucitnephelintinguáitporphyre** von Derby in der Serra de Tinguá (Gang im Elaeolithsyenit) und in der Serra dos Poços de Caldas, an der Grenze von Minas Geraes und S. Paulo, aufgefunden, von ihm, Graeff und Hussak beschrieben worden. Als Repräsentanten dieser prächtigen und ihrer Bildung nach noch keineswegs ganz aufgeklärten Gesteine seien zwei Vorkommnisse, eines aus der Serra de Tinguá, das andere von der Prata-Brücke am Fusse der Serra dos Poços de Caldas (ich erhielt es von Herrn Derby mit der Etiquette: „Phonolith, vergesellschaftet mit Gneiss"), kurz beschrieben. — Das erste zeigt bis zu 5 mm grosse Einsprenglinge von glasigem Feldspath, Nephelin und Aegirinaugit mit Aegirinrändern nebst hasel- bis wallnussgrossen Pseudoleuciten in dichter, dunkelgraugrüner, muschlig brechender Grundmasse. Die Feldspathe, welche bei schwachen Vergrösserungen Orthoklas zu sein scheinen, erweisen sich in Wirklichkeit als sehr versteckter Mikroklin ohne Gitterstructur und Mikroklinmikroperthit, z. Th. auch als wirklicher Orthoklas. Die Pseudoleucite bestehen, wie schon Hussak und Graeff beschreiben, von aussen nach innen 1) aus einer 1 mm dicken weissen Schale und 2) aus einem Kern eines Orthoklas-Nephelinaggregats, dem auch Einschlüsse anderer Elaeolithsyenitmineralien, so auch bräunlichgrüner Biotit beigemengt sind, der der Gesteinsmasse selbst vollständig fehlt. Hussak hat auch Plagioklas (? Albit) darin beobachtet. Die dünne äussere Schale besteht aus radialgerichteten Feldspathspindeln oder -Kegeln, zwischen denen Nephelin eingeklemmt ist. Im Kern ist das Gemenge dieser beiden Mineralien regellos. Der Feldspath dieser Pseudoleucite ist nicht Orthoklas, sondern ein sehr versteckter Mikroperthit und durchaus derbe, ebenso wie der Nephelin, während diese Mineralien im Gestein selbst vollkommen glasig sind. Nach Hussak bilden die Feldspathspindeln auch ein Gerippe parallel den, dem Oktaëder entsprechenden, Kanten des Leucitoëders. Keiner der Erklärungsver-

suche, die man für diese, von Hussak sehr glücklich Pseudokrystalle genannten Gebilde gemacht hat, befriedigt so recht. Ich halte sie für Fremdlinge aus einem Tiefengestein, ganz besonders wegen ihrer Dimensionen, die für die schmalen Gänge nicht passen, und wegen ihres durchaus derben, nicht glasigen Habitus. Die Grundmasse ist ein sehr feinkörniges, panidiomorphes Gewebe aus Nephelin, Sanidin, etwas Leucit (ohne jede Doppelbrechung, wohl Analcim) und Aegirin mit gar nicht so spärlichem Laavenit und andern seltenen Mineralien. — Die Einsprenglinge des zweiten Gesteins sind beträchtlich kleiner. Die Grundmasse zeigt ein sehr feinkörniges Gewebe von idiomorphen, sehr reichlichen Leucitdurchschnitten mit solchen von Feldspath und wohl auch Nephelin und ist erfüllt mit einem dichten Aegirinfilz und sehr zahlreichen bräunlichgrünen Glimmerblättchen. Zwischen gekreuzten Nicols verschwinden alle die Durchschnitte und die Grundmasse erweist sich als ein grobstrahliges Aggregat von Zeolithstengeln mit positivem Charakter der Stengelaxe und schwach schiefer Auslöschung. Wohl ein Natronmesotyp.

Nach J. Fr. Williams tritt **Leucittinguáit** als Randbildung des Leucitsyenit bei Magnet Cove auf, oft mit sehr grossen Pseudoleuciten, sowie mit Biotit und Melanit. Auch bildet er selbständige Gänge in demselben Gebiete, welche Einsprenglinge von Sanidin, Nephelin, Leucit und Aegirinaugit in einer fluidalen dichten Grundmasse derselben Mineralien führen, nur dass der Aegirin den Aegirinaugit vertritt. Eisenerze und Biotit sind spärlich vorhanden und es finden sich sowohl Sodalith wie Hauyn accessorisch in stark verändertem Zustande. Diese Gänge sind jünger als die Monchiquite. Die mir zu Gebote stehenden Proben enthalten auch etwas Titanit und z. Th. den von Beemerville oben beschriebenen Pyroxen. Manche Gänge sind von den brasilianischen nur durch den grösseren Leucitreichthum zu unterscheiden.

Ein Vorkommen von Magnet Cove enthält nur Einsprenglinge von Pseudoleucit. Die Grundmasse ist ganz oder doch annähernd leucitfrei und besteht aus Feldspath und Nephelin in panidiomorphkörnigem Gefüge. Der Aegirin wird hier fast vollkommen vertreten von einer katophoritischen Hornblende mit $c : c = 28^0$ ca., schwacher Doppelbrechung, b violettbraun, c grünlichbraun, a hellgelbgrau, $b > c > a$ in idiomorphen Prismen.

Endlich treten unter meinen Handstücken solche auf, die nur Spuren von Feldspath und Nephelin enthalten und also reine Leucitgesteine darstellen, wie oben von Alnö feldspathfreie Endglieder

der Nephelintinguáite beschrieben wurden. Ja, auch das wiederholt sich, dass in einem Vorkommen (Magnet Cove) keine Einsprenglinge vorhanden sind, in dem andern (Little Rock) der Leucit in zwei Generationen auftritt. Der Aegirin dieser Gesteine bildet Kränze von Körnern, nicht von Nadeln, um die Leucite.

Diesen Gesteinen schliessen sich dann direct die oben (S. 477) schon erwähnten Leucit-Arfvedsonitgesteine Ussing's von Julianehaab an.

So liefern die Tinguáite eine der vollendetsten Gesteinsreihen, welche die Eruptivbildungen uns darbieten. Es möge noch hinzugefügt werden, dass sie nach mancher Richtung hin hinüberspielen in die Familie der Lamprophyre; zumal mit den Vogesiten haben sie unverkennbare Verwandtschaften. — Das gilt auch von manchen Gliedern der nächsten Gruppe.

4) Gesteine von malchitischem Habitus.

Sämmtliche Ganggesteine von malchitischem Habitus gehören zur Gefolgschaft der Diorite und Gabbros. Es sind graugrüne bis grünlichgraue und dunkelgraue Gesteine von dichtem bis feinem Korn, welche entweder keine oder doch nur wenig ausgeprägte porphyrische Structur besitzen, selten eine ins Auge fallende porphyrische Structur annehmen. In diesem Falle treten sowohl Feldspathe wie Hornblende einsprenglingsartig hervor.

Die ersten hierher gehörigen Gesteine wurden von Osann als lose Blöcke am Nordabhang des Ölberges bei Schriesheim, östlich der Strahlenburg, im Gebiet des Heidelberger Granitits und als anstehende Gänge in den Steinbrüchen am Westabhang des Melibocus und unterhalb der Burg Frankenstein im Odenwald aufgefunden und beschrieben. Ihre weitere Verbreitung, zumal auch in der Mordrach wurde von Chelius dargethan.

Osann nannte die schmalen 0,5—3 m mächtigen Gänge dieser Gesteine nach dem Orte Malchen und dem Namen des Melibocus im Volksmunde **Malchite** und definirte dieselben als zur Gefolgschaft der Diorite gehörige aplitische Gesteine, welche wesentlich durch die Mineralcombination Plagioklas—Hornblende mineralogisch charakterisirt sind. Von den Dioritapliten (S. 464) unterscheiden sie sich wesentlich durch den weit grösseren Reichthum an dem farbigen Gemengtheil, der hier eine ähnliche Rolle spielt, wie der Aegirin in den Tinguáiten, wie gleichfalls Osann

schon zutreffend hervorhob. Die Gesteine sind dicht oder feinkörnig und lassen an manchen Orten ziemlich spärliche Einsprenglinge wahrnehmen.

Unter diesen ist ein nach M tafelförmiger Labrador nicht selten mit blossem Auge wahrnehmbar; er ist besonders bei quarzarmen Malchiten meistens stark bestäubt, zonar gebaut und zeigt Lamellirung nach dem Albit- und nach dem Periklingesetz und Zwillingsbau nach dem Karlsbader Gesetz. — Hornblendeeinsprenglinge sind prismatisch mit den Flächen (110) (010), terminal meist unregelmässig ausgebildet. Ihre Doppelbrechung ist schwach, ihr Pleochroismus a hellgelbgrün bis grünlichgelb, b dunkelgrasgrün, c dunkelgrün bis blaugrün mit $c : c = 18^0$ ca. Die Hornblende ist stark durchstäubt mit Erzpartikeln, die in Reihen angeordnet sind und zwar in Schnitten nach (100) senkrecht zu c, in Schnitten nach (010), wie die Kante eines $+ mP\infty (\bar{h}ol)$, wenn man sich nach der Elasticitätsaxe c orientirt, wahrscheinlich parallel der Kante von $+ P\infty (\bar{1}01)$, die mit c einen Winkel von 74° 13′ bildet. Gemessen wurde 80°—81°. Die Hornblende ist regellos mit zahlreichen Biotitblättchen durchwachsen, die bisweilen die Hornblende geradezu verdrängen und anscheinend aus ihr hervorgingen. Der Biotit ist normal. — Quarz findet sich spärlich in runden Körnern und dürften ebenso wie Orthoklasfremdlinge aus den durchbrochenen Gesteinen stammen. — Titanit in idiomorphen Einsprenglingen ist nicht häufig und hat oft ein Rutilkorn im Centrum. — Accessorisch tritt Orthit auf in zonargebauten, aussen hellerwerdenden, wenig scharf idiomorphen Individuen. — Die Grundmasse besteht aus einem allotriomorphen bis panidiomorphen Aggregat von Quarz und Feldspath von etwa 0,02 mm Korngrösse. Der Feldspath ist durchaus ohne Leistengestalt und nur selten polysynthetisch. Dieses Aggregat ist stark von Hornblendenadeln durchspickt, die mit den Einsprenglingen identisch sind, aber keine Glimmerbildung zeigen. Der Biotit fehlt der Grundmasse ganz. Oft recht zahlreiche Titanitkörner stammen offenbar von Eisenerzen ab. — Am Melibocus tritt die porphyrische Structur sehr zurück, und wenn sie sich zeigt, ist nur der Feldspath in zwei Generationen entwickelt. — Druckphänomene sind nicht selten.

Dieser Beschreibung Osann's habe ich nur hinzuzufügen, dass die Zersetzung der Feldspathe oft im Kern ein Gemenge von Epidot und Calcit erzeugt, während die Peripherie zu Muscovit wird, und dass es Abarten giebt, die neben der grünen Hornblende

wechselnde Mengen eines bräunlichgrünen Biotit führen, sowie dass oft eine Zunahme der Hornblende eintritt, mit welcher dann ein starker Rückgang im Quarzgehalt verbunden ist. — Ganz besonders schön zeigt sich eine Abhängigkeit in der Zusammensetzung von dem Orte innerhalb des Ganges an einem in losen Blöcken beobachteten Vorkommniss von nicht sicher bekannter Fundstelle. Die Mitte des Ganges besteht aus einem Gemenge von kurz und dick leistenförmigen oder rundlicheckigen Labradorindividuen, die mit rundlicheckigen Körnern von brauner Hornblende derart verwoben sind, dass der Labrador etwas älter scheint, als der Amphibol. Nach dem Salband hin sinkt die Korngrösse sehr rasch und das Gestein ist panidiomorphkörnig mit kurzen Feldspath- und ebenso kurzen, grünen Hornblendeindividuen mit etwas Glimmer und Quarz gemengt. Dazu erscheinen vereinzelte Flecke aus radial gestellten grösseren Hornblendeindividuen. Dicht am Salband werden diese rundlichen Aggregate zwar kleiner, aber viel regelmässiger, echte Hornblendesphärolithe, wie sie in manchen Varioliten vorkommen, und diese liegen als im Schliffe hellere Flecken in einer äusserst kryptomeren Masse aus einem labradorarmen Aggregat von Körnern und kurzen Stäbchen grüner Hornblende. Streckenweise fehlt der Labrador ganz. Quarz ist nicht vorhanden.

Der Magnetit dieser Malchite ist meistens sehr scharf idiomorph in Oktaëdern ausgebildet. — Apatit ist nicht häufig.

Was ich von Orbiten und Luciiten kennen gelernt habe, die Chelius neben den Malchiten vorläufig als eigene Ganggesteine aufgestellt hatte, möchte ich mit den Malchiten vereinigen, wenn man den Begriff Malchit nicht allzu eng an einen bestimmten SiO_2-Gehalt des Gesteins bildet. Dann sind die Orbite von der Orbishöhe bei Zwingenberg durch Hornblendeeinsprenglinge von bis zu 2 cm Länge, diejenigen vom Melibocus-Gipfel durch Feldspatheinsprenglinge porphyrische, gröberkörnige Malchite. Der porphyrische Charakter tritt jedoch wenig hervor. Die Feldspathe sind stark bestäubt und gehören zum Labrador. Die Hornblende ist genau dieselbe, wie im Malchit. Sie wird von Biotit begleitet, der am Melibocusgipfel sogar überwiegt. Hier ist die Grundmasse durch leistenförmigen Feldspath charakterisirt. Der Quarzgehalt der Orbite ist nicht beträchtlich. — Die Luciite haben den gleichen Mineralbestand, wie die Malchite und Orbite, aber ihre Structur ist nach Chelius mehr der hypidiomorphkörnigen der Tiefengesteine genähert und ihr Korn ist grösser. Das trifft bei den mir vor-

liegenden Proben vom Luciberg bei Zwingenberg und vom Felsberg zu. Das Verhältniss der beiden Hauptgemengtheile ist recht schwankend, und auch hier tritt der überall nicht reichliche Quarz mit Zunahme der Hornblende merklich zurück.

Wichtig ist die Beobachtung von Chelius, dass im Alsbacher Granitbruch ein Minettegang den Malchit durchquert.

Gleichzeitig mit Osann und unabhängig von ihm hatte Patton ein Ganggestein aus der Marquette Range in Michigan als aplitischen Diorit beschrieben, welches der Beschreibung nach mit dem Malchit identisch zu sein scheint. — Ebenso dürften die von Beck im Granitit des Schlossberges bei Dohna in Sachsen und an den Felspartien nahe der dortigen Schlossmühle aufsetzenden „Dioritgänge" dem Malchit nicht fern stehen. — Endlich bespricht Bucca Gänge im krystallinen Gebirge des Forte di Gura in der erythräischen Colonie in Abessynien, welche mit den Malchiten verwandt zu sein scheinen.

Sehr abweichend sind schmale Gänge, welche bei Zwingenberg, am Westabhang des Melibocus und in der Gegend von Alsbach zusammen mit Malchiten aufsetzen, aber ohne durch eigentliche Zwischenglieder mit ihnen verbunden zu sein. Sie sind sehr dicht und zeigen nur selten und vereinzelt Einsprenglinge von Labrador. Die Gesteinsmasse besteht aus einem durchaus aplitischen Gewebe von Oligoklas mit Quarz und losen Schüppchen von grünem Biotit in prachtvoll fluidaler Anordnung. Trotz anscheinend vollkommener Frische enthalten sie nicht eben spärlich Epidot und Zoisit in Körnern und Kryställchen, welche allenthalben mit dem Biotit vergesellschaftet sind. Ich vermuthe, sie verdanken einem farbigen Gemengtheil ihren Ursprung, ohne das jedoch begründen zu können. Hornblende fehlt durchaus. Magnetit ist in spärlichen, aber sehr formvollendeten Oktaëdern vorhanden. — Obschon diese Gänge durch ihren saurern Feldspath, höheren Quarzgehalt und Fehlen der Hornblende sich vom Malchit wesentlich unterscheiden, mögen sie zunächst **Glimmer-Malchite** genannt werden.

Als **Beerbachite** bezeichnet Chelius dichte Gesteine, welche am Frankenstein im Odenwald schmale Gänge im Gabbro bilden und mit bestem Grunde als Gabbro-Aplite charakterisirt werden können. Sie bestehen bei vollkommen panidiomorpher Structur aus rundlicheckigen Körnern von Labrador und Diallag nebst untergeordnetem Hypersthen und reichlichem Magnetit. Der Diallag ist oft schnurförmig gereiht und selbst in Proben mit ganz frischem

Feldspath gern uralitisch umgewandelt. Das Gefüge ist miarolitisch. — Statt Diallag tritt nach Chelius selten braune Hornblende in grösseren Individuen auf, denen die andern Gemengtheile poikilitisch eingelagert sind. — Es kommen olivinhaltige Abarten vor, deren Olivin gleichfalls rundlicheckige Körner bildet. Diese Abart pflegt mehr Hypersthen und braune Hornblende zu führen.

Die Beerbachite liegen mir als schmaler Gang in Gabbro noch von der Insel Rum vor, wo ihn Herr Patton sammelte. — Den Beschreibungen Judd's folgend muss ich glauben, dass seine Gabbro-Varietäten mit „granulitic structure" (S. 317) den Beerbachiten sehr ähnlich seien.

Die Gruppe der Pegmatite.

Die Pegmatite sind unter den Gesteinsgängen zunächst verwandt mit den aplitischen Gängen, und gehen, wie oben S. 461 hervorgehoben wurde, vielfach in diese über, insofern die Aplite pegmatitische Salbänder zeigen. — Diese Verwandtschaft wird ferner dargethan durch die Verknüpfung beider in den Randbildungen von Tiefengesteinsmassiven, wie dieses besonders Barrois vorzüglich aus dem Morbihan beschrieben hat, und durch das oft beobachtete gemeinschaftliche Auftreten beider Gesteinsformen. Nach dieser Richtung hin, d. h. mit Beziehung auf die Verwandtschaft von Pegmatit und Aplit, sind besonders wichtig Beobachtungen Sauer's aus dem Granitmassiv des Elbthals bei Meissen. Er unterscheidet hier folgende Arten von Pegmatit: 1) kleine, meistens langgestreckte Gesteinskörper mitten im Hauptgestein; sie entsprechen, wie bereits in der 2. Aufl. dieses Buches entwickelt und oben S. 67 wiederholt wurde, den miarolitischen Drusen im Grossen; — 2) schmale Spaltenausfüllungen, welche als Injectionen auf Schwundklüften betrachtet werden. Diese Pegmatite sind jünger als die Aplite; sie durchsetzen diese. Ihre Structur ist oft symmetrisch und wird nach der Mitte der Gänge hin stetig grobkörniger; — 3) Pegmatite, welche in enger Verbreitung und in vollständiger Verfliessung mit Apliten auftreten und im Gegensatz zu der ersten Form scharf gegen das Hauptgestein absetzen. — Mit diesen Angaben Sauer's stimmen überein die Beobachtungen Siegert's über die Beziehungen von Aplit- und Pegmatitgängen im Meissener Massiv auf Section Hirschstein. Siegert bestätigt das oben aus dem Schwarzwald angegebene Pegmatitsalband von Aplitgängen. — Auch Bucca erkannte die Zusammengehörigkeit von Aplit und Pegmatit in Abes-

synien und hebt im Gegensatz zu weitverbreiteten Angaben über das Fehlen des Biotits in Granitpegmatiten die Häufigkeit derselben hervor, ganz in Übereinstimmung mit Brögger's Beobachtungen an den norwegischen Granitpegmatiten. — Nach Chelius sind am Melibocus die Pegmatite jünger als die Aplite, in der Gegend von Neunkirchen im Odenwald umgekehrt die Aplite jünger als die Pegmatite. Sie durchsetzen die Pegmatite und haben in denselben längs ihres Salbandes Turmalinbildung in fingerlangen Säulen senkrecht zum Salband und in weiterer Entfernung von der Grenze eine Neubildung von Granat und Turmalin in kleinen Nestern hervorgerufen. — Klemm beobachtete, dass die aus den Pegmatitgängen der Gegend von Aschaffenburg (Bergmühle und Aumühle bei Damm, Dahlem's Buckel) bekannten Mineralien Turmalin, Granat, Fibrolith, Beryll, Rutil, Ilmenit, Apatit u. s. w. endogene und exogene Contactbildungen der Pegmatite und ihrer Nebengesteine krystalline Schiefer seien. Hervorzuheben ist noch aus Klemm's Mittheilungen, dass anscheinend isolirte Pegmatitlinsen durch sehr schmale Trümer verbunden sind (vergl. die Mittheilungen von Sollas auf S. 334) und dass an erweiterten Stellen der schmalen Pegmatittrümer oft nur Quarz vorhanden ist. Feldspath und Glimmer treten wesentlich am Salband auf. Die Pegmatite bilden im Spessart Lagergänge im Schiefer, die alle Biegungen der Schichten mitmachen; sie werden von Aplit durchquert.

Alle diese Angaben haben die Beobachter gleichmässig zu der Überzeugung geführt, dass bei der Bildung der Pegmatite pneumatolytische Vorgänge eine grosse Rolle gespielt haben, wie ich das bereits für die isolirten Pegmatitmassen der Tiefengesteine in ihrer Beziehung zu den miarolitischen Drusen angegeben hatte.

Das Verdienst, die Zugehörigkeit der Pegmatite zu den echten eruptiven Ganggesteinen in umfassender Darlegung wieder festgestellt zu haben, gebührt Brögger's meisterhafter Schilderung der Verhältnisse der südnorwegischen Pegmatitgebilde. Er zeigte auch, dass der Hauptcharakter der Ganggesteine, die Abhängigkeit ihrer stofflichen Natur von dem Tiefengestein, in dessen Gefolgschaft sie auftreten, in vollem Maasse den Pegmatiten zuzusprechen sei. Die Pegmatite der Laurdalite und der Laurvikite Südnorwegens haben eine verschiedene Zusammensetzung. Auch die seltenen Mineralien, deren Reichthum und oft gigantische Dimensionen den Pegmatiten ihre Berühmtheit verschafft haben, treten in verschiedenen Arten

und in verschiedener Association in den verschiedenen Pegmatiten auf, wie Brögger schlagend nachwies.

Brögger rechnet die eigentlichen Pegmatite noch zu den echten Injectionsgängen, allerdings unter besonderer Betonung der aussergewöhnlich starken Mitwirkung sogenannter agents minéralisateurs. als deren wichtigsten wir — was ich stets hervorgehoben habe — das Wasser zu betrachten haben, daneben Fluor, Borsäure u. a., und zeigt sehr schön, wie die Succession der Emanationen verschiedene Generationen von accessorischen Mineralien, z. Th. unter Zerstörung älterer Bildungen schuf, bis die letzte Füllung der Gänge nach Abschluss der pneumatolytischen Periode in der Thermalperiode der Gesteinsbildung statthatte. Er verhehlt sich nicht, dass seiner Auffassung der Pegmatite als echter Injectionsgänge in dem aussergewöhnlich groben Korn, welches sie so oft besitzen, in der Anordnung der Mineralgemengtheile symmetrisch zur Halbirungsebene der Gänge, in dem Ansatz derselben an den Gangwänden u. s. w. gewisse Schwierigkeiten entgegen treten. Das grobe Korn glaubt er dadurch erklären zu können, dass die Injection der Pegmatitmassen in ein hochgradig durchwärmtes Gestein stattfand. Aber die Erfahrung lehrt, dass die Grösse der Individuen, die aus einer Mutterlauge anschiessen, in einem unverkennbaren Verhältniss zur Masse der Mutterlauge steht, auch bei den günstigsten Temperaturverhältnissen.

Die Unmöglichkeit, die eigentlichen echten Pegmatitgänge von den miarolitischen Drusenpegmatiten zu trennen, die Häufigkeit mikroskopisch dünner pegmatitischer Adern in den Tiefengesteinen, welche dann dieselben seltenen Mineralien führen, wie die mächtigen Pegmatitmassen, zumal in den Elaeolithsyeniten, der Reichthum der Pegmatite an Fluor- und Bor-haltigen Mineralien, die ganze Anordnung der Haupt- und Übergemengtheile im Gestein, zumal ihre symmetrische Vertheilung zur Gangmitte, die leeren Räume, welche sich gelegentlich in den Pegmatiten finden, und die unmöglich Miaroliträume bei Krystallisation aus Magmen sein können, welche die Spalten ganz ausfüllten, das Vorkommen von feinsten Verbindungscanälen zwischen grösseren Pegmatitmassen, das grobe, oft riesige Korn derselben, besonders auch der Wechsel in der Combination nicht nur der Über-, sondern auch der Hauptgemengtheile, von denen stellenweise nur Quarz vorhanden ist, und nicht in letzter Linie die Structur nöthigen mich, einer eigentlichen Magma-Injection bei der Bildung der Pegmatite keine, oder doch

höchstens eine gelegentliche Mitwirkung zugestehen zu können. Ich muss sie als Producte der pneumatolytischen Gesteinsbildungsperiode (S. 68) ansehen.

Die Pegmatite haben ihren Namen von ihrer eigenthümlichen Structur. Es ist wieder ein Verdienst Brögger's, dargethan zu haben, dass nicht nur Feldspath und Quarz in schriftgranitischem Gewebe in den Pegmatiten vorkommen, sondern auch Feldspath (Anorthoklas und Natronorthoklas) und Pyroxen, Feldspath und Hornblende u. s. w. und dass auch der Mikroperthit in gewissem Sinne in diese Kategorie gehört. Er leitet daraus den allgemeinen Satz ab, dass für die Structur der Pegmatite die gleichzeitige, und eben deshalb nicht streng idiomorphe Ausscheidung verschiedener Gemengtheile, die wir sonst in verschiedenen Perioden der magmatischen Gesteinskrystallisation entstehen sehen, das charakteristische Moment sei. Das ist vollkommen richtig. Wenn man nun schriftgranitischer Structur auch in den Tiefen- und Ganggesteinen begegnet, was ja zweifellos in weitestem Sinne zutrifft, so muss man daraus nach meiner Auffassung nicht schliessen, dass die Pegmatite auch aus einem Magma krystallisirten, denn bei den Pegmatiten ist die „Schriftgranitstructur" durch und durch vorhanden, von Ausnahmefällen, die ich dann lieber nicht Pegmatite, sondern grosskörnige Granite u. s. w. nennen möchte, abgesehen. Man muss vielmehr nach meiner Ansicht aus diesem Umstande schliessen, dass das Vorkommen schriftgranitischer Bildungen in Tiefen- und Ganggesteinen auf eine ausnahmsweise starke Mitwirkung pneumatolytischer Vorgänge hinweise und daher auf einen bestimmten Abschnitt der Gesteinsverfestigung und zwar auf den Schluss derselben beschränkt sein werde. Das ist thatsächlich der Fall, wie allbekannt.

Wären die Pegmatite normale Injectionsgänge — und nach meiner Meinung sind manche Gänge, die Brögger aus Südnorwegen beschreibt, solche —, dann müsste auch irgend eine Gesetzmässigkeit in der Reihenfolge der krystallinen Ausscheidungen erkennbar sein. Das Fehlen dieser Gesetzmässigkeiten, die gleichzeitige Bildung der verschiedenen Gemengtheile, spricht gegen eine magmatische und für eine pneumatolytische Krystallisation.

Dass manche Pegmatite sich scharf vom Salband ablösen, andere mit dem Hauptgestein wie verlöthet sind, lässt sich einfach aus dem verschieden grossen Intervall zwischen der Verfestigung des Hauptgesteins und der pneumatolytischen Spaltenfüllung erklären.

Das im Allgemeinen grosse Korn der Pegmatite macht eine Schilderung mikroskopischer Verhältnisse überflüssig. Sie würden auf eine Mineralbeschreibung und auf eine Darstellung der Schriftgranitstructur hinauslaufen.

Allgemein bekannt sind die eigentlichen Pegmatite, welche geologisch zu den Kalk-Alkaligraniten gehören.

Dass auch die Alkaligranite ihre Pegmatite haben, beweist der von Brögger beschriebene Gang von Rundemyr (Kjernputten) auf Eker, welcher in der contactmetamorphosirten Schiefer- und Kalksteinhülle des Natrongranits von Eker aufsetzt und die in alle Sammlungen verbreiteten Akmite geliefert hat.

Als zum Laurvikit gehörig sind die Syenitpegmatitgänge der Gegend zwischen Frederiksvärn und Laurvik nach Brögger anzusehen, bekannt durch ihren schillernden Feldspath. Ihr Mineralreichthum ist gering. Als farbige Gemengtheile führen sie Barkevikit und Pyroxene. Brögger beschreibt Gänge, die oft ein feinkörniges Salband zeigen, sowie solche, die in der Mitte feinkörnig werden, was er auf eine letzte Injection zurückführt. In den normalen Gängen ist die Structur theils grobkörnig eugranitisch, theils symmetrisch zur Gangnaht.

Die Elaeolithsyenitpegmatite des Langesundgebiets zeigen bald die eugranitische Tiefengesteinsstructur der Elaeolithsyenite, bald die trachytische dieser Familie gewissermaassen im Riesenformat, wie das durch seinen seltenen Reichthum an interessanten Mineralien bekannte Vorkommen von der kleinen Schäre Laaven. Mineralogisch kann man eine Abtheilung mit Lepidomelan als herrschendem farbigen Gemengtheil (Barkevik) und eine andere mit herrschendem Aegirin unterscheiden, entsprechend den Glimmer-Foyaiten und Aegirin-Foyaiten Brögger's. Ihr Feldspath ist Albit und Mikroklin-Mikroperthit. Die Schilderung dieser Elaeolithsyenitpegmatite des Langesund, die Enträthselung ihrer wechselnden und höchst interessanten Bildungsprocesse durch Brögger gehört zu dem Schönsten, was die geologische Literatur aller Sprachen aufzuweisen hat.

Verwandt mit den norwegischen Gängen sind die von J. Fr. Williams beschriebenen von Magnet Cove, welche Eukolit, Eudialyt, Astrophyllit, Manganpektolith u. a. führen.

Eudialytreich sind auch die Elaeolithsyenitpegmatite vom Umptek auf der Halbinsel Kola, welche Ramsay beschreibt. Gerade diese zeichnen sich dadurch aus, dass die relativen Mengen von

farblosen und farbigen Gemengtheilen ausserordentlich schwanken. Es giebt am Umptek schmale pegmatitische Trümer, die nur von Eudialyt und Aegirin, oder nur von Aegirin in strahlsteinähnlichen Aggregaten erfüllt werden. Ramsay erklärt das dadurch, dass die Spalten der Letzteren erst aufrissen, als keine Feldspathsubstanz zur Füllung mehr geliefert wurde.

Gabbropegmatite bauen sich aus Labrador und Hypersthen auf. Die Vorkommnisse dieser Mineralien von der Paul's Insel und aus dem südwestlichen Norwegen stammen von solchen her.

II. c. Gruppe der lamprophyrischen Ganggesteine.

Literatur.

Fr. D. Adams, On a melilite-bearing rock (Alnöite) from St. Anne de Bellevue near Montreal, Canada. Amer. Journ. 1892. XLIII. 269.

A. Andreae, Über Hornblendekersantit und den Quarzmelaphyr von Albersweiler, R.-Pf. Z. D. G. G. 1892. XLIV. 824.

Ch. Barrois, Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. Lille 1882.

— Note sur le Kersanton de la Rade de Brest. Ann. Soc. géol. du Nord. 1886. XIV. 31.

— Filons de la Rade de Brest. Bull. Soc. géol. Fr. 1887. (3.) XIV. 694.

R. Beck, Erläuterungen zu Section Sayda, Nassau und Dohna der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1886, 1887, 1892.

R. Beck und J. Hazard, Erläuterungen zu Section Dresden der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1893.

Fr. Becke, Eruptivgesteine aus der Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels. T. M. P. M. 1882. V. 147.

— Notizen aus dem niederösterreichischen Waldviertel. T. M. P. M. 1885. VII. 250—255.

— Über Quarzfremdlinge in Lamprophyren. T. M. P. M. 1890. XI. 271.

— Petrographische Studien an dem Tonalit der Riesenferner. T. M. P. M. 1893. XIII. 442.

E. W. Benecke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. 148—177. Strassburg i. E. 1879.

J. Bergeron, Note sur les roches éruptives de la Montagne Noire. Bull. Soc. géol. Fr. 1888. (3.) XVII. 54.

— Etude géologique du massif ancien situé au sud du plateau central. Paris 1889.

Fr. Berwerth, Über Alnöit von Alnö. Ann. k. k. naturhist. Hofmuseum. Wien 1893. VIII. 440.

T. G. Bonney and F. T. S. Houghton, On some micatraps from the Kendal and Sedbergh districts. Q. J. G. S. XXXV. No. 137. 165—179. 1879.

M. Boule, Description géologique du Velay. Bull. du service de la Carte géologique de la France. No. 28. Paris 1892.

Raf. Breñosa, Las porfiritas y microdioritas de San Ildefonso y sus contornos. Anal. Soc. Esp. de hist. nat. 1884. XIII.

W. C. Brögger, Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Z. X. 1890. XVI.

— The basic eruptive rocks of Gran. Q. J. G. S. 1894. L. 15.

H. Bücking, Mittheilungen über die Eruptivgesteine der Section Schmalkalden (Thüringen). Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1887. Berlin 1888. 119.

— Das Grundgebirge des Spessarts. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1889. 28. Berlin 1890.

— Der nordwestliche Spessart. Abhandl. k. preuss. geol. Landesanst. N. F. No. 12. Berlin 1892.

C. von Camerlander, Zur Geologie des Granulitgebietes von Prachatitz am Ostrande des Böhmerwaldes. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1887. XXXVII. 113.

— Geologische Aufnahmen in den mährisch-schlesischen Sudeten. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1890. XL. 103.

Caralp, Sur un Kersanton pyrénéen. C. R. 1890. CX. 599. — L. J. 1891. I. 266.

Al. Cathrein, Über die Hornblende von Roda. Z. X. 1884. IX. 357 und 1887. XIII. 9.

C. Chelius, Granit und Minette an der Hirschburg bei Leutershausen südlich Weinheim an der Bergstrasse. Notizbl. Ver. f. Erdk. Darmstadt 1888. (4.) IX.

— Die lamprophyrischen und granitporphyrischen Ganggesteine im Grundgebirge des Spessarts und Odenwaldes. L. J. 1888. II. 67.

— Notizen aus den Aufnahmegebieten des Sommers 1888. Notizbl. Ver. f. Erdk. Darmstadt 1888. (4.) IX. 30.

— Das Granitmassiv des Melibocus und seine Ganggesteine. Notizbl. Ver. f. Erdk. Darmstadt 1892. (4.) Heft 13. 1.

E. Cohen, Kersantit von Laveline. L. J. 1879. 858.

— Über einige Vogesengesteine. L. J. 1883. I. 199.

— Das obere Weilerthal und das zunächst angrenzende Gebirge. Strassburg 1889.

Geo. L. Collie, The geology of Conanicut Island, R. I. Trans. Wisconsin Acad. of Sc. Arts and Letters. X. 1894. 199.

Ch. Whitman Cross, Studien über bretonische Gesteine. T. M. P. M. 1880. III. 369.

K. Dalmer, Erläuterungen zu Sectionen Lössnitz, Schneeberg und Tanneberg der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1881, 1883 und 1889.

E. Dathe, Kersantit im Culm von Wüstewaltersdorf in Schlesien. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1884. 562—573. Berlin 1885.

Br. Doss, Die Lamprophyre und Melaphyre des Plauenschen Grundes bei Dresden. T. M. P. M. 1889. XI. 17.

Arth. S. Eakle, On some dikes occurring near Lyon Mt., Clinton Co., N. Y. Amer. Geologist 1893. XII. 31.

H. Eck, Geognostische Beschreibung der Gegend von Baden-Baden, Rothenfels, Gernsbach und Herrenalb. Abhandl. k. preuss. geol. Landesanst. N. F. Heft 6. Berlin 1892.

H. von Foullon, Der Kersantit von Sokoly bei Trebitsch in Mähren. Verhandl. k. k. geol. Reichsanst. 1883. No. 8. 124.

Benj. Frosterus, Beskrifning till kartbladet Föglö. Finlands geolog. Undersökning. Helsingfors 1894.

H. Frickhinger, Wenneberg-Lava aus dem Ries. Verhdl. phys.-med. Ges. Würzburg. N. F. 1875. VIII. 216.

J. Geikie, Geology and petrology of St. Abb's Head. Transact. Roy. Soc. Edinburgh 1887. 177.

Erw. Goller, Die Lamprophyrgänge des südlichen Vorspessart. L. J. B.-B. VI. 485. 1889.

L. S. Griswold, A basic dyke in the Connecticut Triassic. Bull. Mus. comp. Zool. 1893. XVI. 239.

A. von Groddeck, Der Kersantitgang des Oberharzes. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1882. Berlin 1883.

P. Groth, Das Gneissgebiet von Markirch im Oberelsass. Strassburg i. E. 1877.

C. W. von Gümbel, Die palaeolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. München 1879.

— Geognostische Beschreibung der fränkischen Alb mit dem anstossenden fränkischen Keupergebiete. Kassel 1891.

V. Hackmann, Petrographische Beschreibung des Nephelinsyenits vom Umptek und einiger ihn begleitender Gesteine. Kuopio 1894.

A. C. Haddon, W. J. Sollas and G. A. J. Cole, On the geology of Torres Straits. Trans. Roy. Irish Acad. XXX. Part XI. Dublin 1894.

A. Harker, Petrological notes on rocks from the Cross Fell Inlier. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 512.

— The lamprophyres of the North of England. Geol. Mag. 1892. (3.) IX. 199.

A. Harker and J. E. Marr, On the Shap Granite and the associated igneous and metamorphic rocks. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 266.

B. J. Harrington, On some of the diorites of Montreal. Report on the minerals of some of the apatite bearing veins of Ottawa Cty. Q. Geol. Surv. of Canada 1878. 42—46. Montreal 1879.

F. H. Hatch, Notes on the petrographical characters of some rocks collected in Madagascar by the Rev. R. Baron. Q. J. G. S. 1889. XLV. 340.

G. W. Hawes, On a group of dissimilar eruptive rocks in Campton, New Hampshire. Americ. Journ. XVII. Febr. 1879. 147—151.

J. Hazard, Erläuterungen zu Section Kühnhaide-Sebastiansberg der geologischen Karte von Sachsen. Leipzig 1887.

J. Em. Hibsch, Die Insel älteren Gebirges und ihre nächste Umgebung im Elbthale nördlich von Tetschen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1892. XLI. 420. Wien.

— Beiträge zur Geologie des böhmischen Mittelgebirges. T. M. P. M. 1894. XIV. 95.

E. Hill and T. G. Bonney, On the hornblende-schists, gneisses and other crystalline rocks of Sark. Q. J. G. S. 1892. XLVIII. 122.

A. G. Högbom, Über das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alnö. G. F. i St. Förhdl. 1895. XVII. 234.

A. W. Howitt, Notes on the area of intrusive rocks at Dargo. Roy. Soc. Victoria. 17. January 1887.

M. Hunter und H. Rosenbusch, Über Monchiquit, ein camptonitisches Ganggestein aus der Gefolgschaft der Elaeolithsyenite. T. M. P. M. 1890. XI. 445.

E. Hussak, Über brasilianische Leucitgesteine. L. J. 1892. II. 146.

E. Kalkowsky, Über einige Eruptivgesteine des sächsischen Erzgebirges. L. J. 1876. 134—160.

— Die Gneissformation des Eulengebirges. Leipzig 1878.

J. F. Kemp, A diorite-dyke at Forest of Dean, Orange Cy., N. Y. Amer. Journ. April 1888. XXXV. No. 208. 331.
— The dikes of the Hudson River Highlands. Amer. Naturalist. Aug. 1888.
— On certain porphyrite bosses in northwestern New Jersey. Amer. Journ. 1889. XXXVIII. 130.
— The basic dykes occurring outside of the syenite areas of Arkansas. Annual Rep. Geol. Survey of Arkansas. II. 1890.
— On the dikes near Kennebunkport, Maine. Amer. Geologist. March 1890. 129.
— The elaeolithe syenite of Beemerville, Sussex Co., N. J. Trans. New York Acad. Sc. 1892. XI. No. 5.
— Petrographical notes. Trans. N. Y. Acad. Sc. 1892. XI. No. 6, 7, 8.
— A basic dyke near Hamburg, Sussex Co., New Jersey, which has been thought to contain leucite. Amer. Journ. 1893. XLV. 298.
— Additional note on Leucite in Sussex Co., N. J. Amer. Journ. 1894. XLVII. 339.
J. F. Kemp and V. F. Marsters, On certain Camptonite dikes near Whitehall, Washington Co., N. Y. Amer. Geologist. Aug. 1889. 97.
— The trap dykes in the Lake Champlain Valley and the neighbouring Adirondacks. Trans. New York Acad. Sc. 1891. XI. 13.
— The trap dykes of the Lake Champlain region. U. S. geol. Survey Bull. No. 107. Washington 1893.
M. Koch, Untersuchungen über den Kersantit von Michaelstein. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1886. Berlin 1887. 45—104.
A. Lacroix, Description des syénites néphéliniques de Pouzac (Hautes-Pyrénées) et de Montreal (Canada) et de leur phénomènes de contact. Bull. Soc. géol. Fr. 1890. (3.) XVIII. 511.
A. de Lapparent, Note sur les roches éruptives de l'île de Jersey. Ann. Soc. scient. Bruxelles 1892. XVI. 2. partie.
A. von Lasaulx, Über sogenannte Hemithrène und einige andere Gesteine aus dem Gneissgranitplateau des Departements Puy-de-Dôme. L. J. 1874. 230—261.
L. de Launay, Note sur les porphyrites de l'Allier. Bull. Soc. géol. Fr. 1887. (3.) XVI. 84.
K. Th. Liebe, Übersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens. Abhandl. k. preuss. geol. Landesanst. V. Heft 4. Berlin 1884.
K. Th. Liebe und E. Zimmermann, Die jüngeren Eruptivgebilde im Südwesten Ostthüringens. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1885. 178—190. Berlin 1886.
Th. Liebisch, Über die Granitporphyre Niederschlesiens. Z. D. G. G. 1877. XXIX. 728.
G. Linck, Geognostisch-petrographische Beschreibung des Grauwackengebietes von Weiler bei Weissenburg. Strassburg i. E. 1884.
— Über ein neues Vorkommen von Minette in Weiler bei Weissenburg. Mitth. d. geol. Landesanst. f. Elsass-Lothringen. Strassburg i. E. 1887.
W. Lindgren, Eruptive rocks from Montana. Tenth Census of the U. S. 1880. XV. 719.
— A sodalite-syenite and other rocks from Montana, with analyses by W. H. Melville. Amer. Journ. 1893. XLV. 286.
H. Loretz, Über das Vorkommen von Kersantit und Glimmerporphyrit in derselben Gangspalte bei Unterneubrunn im Thüringer Walde. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1887. 100.

H. Loretz, Contactmetamorphe Umwandlung von phyllitischem Schiefer durch Kersantit. Z. D. G. G. 1889. XLI. 375.

— Mittheilung über einige Eruptivgesteine im südöstlichen Thüringer Walde. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1888. 284.

— Blatt Gräfenthal der geologischen Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1892.

K. A. Lossen, Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntniss des Harzes. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1880. Berlin 1881.

— Über Kersantit aus dem Unterdevon von Michaelstein bei Blankenburg. Z. D. G. G. XXXII. 1880. 445 und 1882. XXXIV. 658.

J. Macpherson, Etude sur les roches éruptives recueillies par M. Choffat dans les affleurements secondaires au Sud du Sado. Lisboa 1887.

V. F. Marsters, Camptonite Dikes near Danbyborough, Vt. Amer. Geologist. 1895. XV. 368.

— Camptonites and other intrusives of Lake Memphremagog. Amer. Geologist. 1895. XVI. 25.

G. P. Merrill, On some basic eruptive rocks in the vicinity of Lewiston and Auburn, Androscoggin Co., Maine. Amer. Geol. 1892. X. 49.

Stan. Meunier, Le Kersanton de Croisic. C. R. 1884. XCIX. 1135. — L. J. 1884. I. 426.

A. Michel-Lévy, Note sur les porphyrites micacées du Morvan. Bull. Soc. géol. Fr. (3.) VII. 1881. No. 11.

— Note sur les roches éruptives et cristallines des montagnes du Lyonnais. Bull. Soc. géol. Fr. 1887. (3.) XV. 216.

A. Michel-Lévy et H. Douvillé, Note sur le Kersanton. Bull. Soc. géol. Fr. (3.) 1876. V. 51—57.

G. A. F. Molengraaff, Beitrag zur Geologie der Umgegend der Goldfelder auf dem Hoogeveld in der südafrikanischen Republik. L. J. B.-B. IX. 1894. 174.

O. Mügge, Glimmerporphyrit vom Steinacher Joch. L. J. 1880. II. 293.

Frank L. Nason, A new locality of the Camptonite of Hawes and Rosenbusch. Amer. Journ. 1889. XXXVIII. 229.

L. V. Pirsson, On the geology and petrography of Conanicut Island. Amer. Journ. 1893. XLVI. 363.

R. Pöhlmann, Untersuchungen über Glimmerdiorite und Kersantite Südthüringens und des Frankenwaldes. L. J. B.-B. III. 1884. 67—106.

— Gesteine aus Paraguay. L. J. 1886. I. 244—247.

— Einschlüsse von Granit im Lamprophyr (Kersantit) des Schieferbruchs Bärenstein bei Lehesten in Thüringen. L. J. 1888. II. 87.

W. Ramsay, Die Nephelinsyenitmassive in W. Ramsay und V. Hackmann, Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. Fennia II. No. 2. 77. Helsingfors 1894.

H. Rosenbusch, Die Steiger Schiefer und ihre Contactzone an den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald. Strassburg i. E. 1877.

A. Sauer, Erläuterung zu Sectionen Elterlein, Lichtenberg-Mulda, Brand, Wiesenthal, Meissen und Kupferberg der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1879, 1884, 1889.

A. Sauer und R. Beck, Erläuterungen zu Section Tharandt der geologischen Specialkarte von Sachsen. Leipzig 1891.

F. Schalch, Über einen Kersantitgang im Contacte mit Mikrogranit und Phyllit am Ziegenschachte bei Johann-Georgenstadt. L. J. 1884. II. 34.

— Erläuterungen zu Sectionen Geyer, Marienberg, Annaberg, Dippoldiswalde-Frauenstein, Glashütte-Dippoldiswalde und Johann-Georgenstadt der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1878, 1879, 1881, 1885, 1887.

F. Schalch und A. Sauer, Erläuterungen zu Section Zschopau der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1880.

M. Schröder, Erläuterungen zu Sectionen Zwota und Falkenstein der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1884 und 1886.

M. Schuster, Mikroskopische Beobachtungen an californischen Gesteinen. L. J. B.-B. V. 1887. 451.

R. Schwerdt, Untersuchungen über Gesteine der chinesischen Provinzen Shantung und Liautung. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 198—233.

Th. Siegert und F. Schalch, Erläuterungen zu Section Burkhardtsdorf der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1879.

C. H. Smyth jr., A third occurrence of peridotite in Central New York. Amer. Journ. 1892. XLIII. 322.

— Alnöite containing an uncommon variety of melilite. Ibidem. 1893. XLVI. 104.

Alfr. Stelzner, Zwei Ganggesteine aus der Gegend von Tharandt. Berg- und Hüttenmännische Ztg. 8. Febr. 1878. 48.

— Glimmerporphyrit aus dem Orescowitza-Thale im Banat. Berg- und Hüttenmännische Ztg. 1878. 48.

F. von Tchihatchef, Der körnige Kalk von Auerbach-Hochstädten an der Bergstrasse. Darmstadt 1888.

Hans Thürach, Über die Gliederung des Urgebirges im Spessart. Geogn. Jahresh. 5. Jahrg. München 1893.

A. E. Törnebohm, Minette från Jernskog i Vermland. Geol. För. i Stockholm Förhdl. IV. 420 und V. No. 57. 9. 1880.

— Melilithbasalt från Alnö. Ibidem. 1882. VI. 240.

— Nefelinit från Södra Berge i Medelpad. Ibidem. 1883. VI. 548.

— Mikroskopiska Undersökning af några bergartsprof från Grönland. Ibidem. 1883. VI. 705.

H. Vater, Erläuterungen zu Section Grossenhain-Priestewitz der geologischen Specialkarte von Sachsen. 1890.

Ch. Vélain, Le carbonifère dans la région des Vosges. Bull. Soc. géol. Fr. 1887. (3.) XV. 703.

C. Viola, Le roccie eruttive della Punta delle Pietre Nere in provincia di Foggia. Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1894. No. 4.

C. Viola e G. de Stefani, La Punta delle Pietre Nere presso il Lago di Lesina in provincia di Foggia. Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1893. 129.

K. Vrba, Die Grünsteine des Przibramer Erzreviers. T. M. M. 1877. 240—242.

E. Weinschenk, Ganggestein aus dem Habachthal, Oberpinzgau. T. M. P. M. 1892. XII. 330.

J. Francis Williams, The igneous rocks of Arkansas. Annual Report of the Geol. Survey of Arkansas for 1890. II. Little Rock 1891.

E. Zickendrath, Der Kersantit von Langenschwalbach. Würzburg 1875.

Ferd. Zirkel, Die Zusammensetzung des Kersantons. Ber. d. k. sächs. Ges. d. Wiss. 21. Juli 1875. 200—209.

Gümbel gebrauchte zuerst die Bezeichnung Lamprophyr für eine im Fichtelgebirge, Thüringer Wald und Voigtland weit verbreitete Gruppe von Ganggesteinen, die bei ziemlich verschiedener mineralogischer Zusammensetzung einen vom Granitischen bis zum Dichten wechselnden Habitus besitzen und deren Eruptionszeit in die Culmperiode fällt. Er giebt selbst an, dass in diese Gruppe Gesteine fallen, welche ihrer Zusammensetzung nach theils der Minette, theils dem Kersanton, Kersantit und Glimmerdiabas zugehören; die Zusammenfassung wird von ihm aus geologischen Gründen für nothwendig erachtet. Als gemeinschaftliche Charaktere bezeichnet er des Weiteren das Fehlen der Tuffbildungen und Mandelsteine, die leichte Verwitterbarkeit, die Neigung zu kugligschaliger Absonderung. An ihrer Zusammensetzung betheiligen sich (cf. Fichtelgebirge S. 189 sqq.) Alkali- und Kalknatronfeldspath, dunkler Glimmer, Hornblende, Augit, Magnetit, Pyrit, Apatit und ihre Umwandlungsproducte.

Ich adoptire die Gümbel'sche Bezeichnung Lamprophyr für eine fast nur dem gefalteten Gebirge angehörige Ganggesteinsformation, die bei wechselnder, theils den verschiedenen Syenit-, theils den Diorit-, Essexit- und Theralithtypen entsprechender, theils hiervon abweichender mineralogischer Zusammensetzung durch makroskopisch feinkörnige bis dichte, oder porphyrische Structur, durch im frischen Zustande graue bis schwarze Farbe und grosse Neigung zur Verwitterung unter reichlicher Entwicklung von Carbonaten charakterisirt ist. — Bei porphyrischem Habitus sind es, von seltenen Ausnahmen und einzelnen Grenzformen abgesehen, die eisenhaltigen Mineralien der Glimmer-, Augit- und Hornblendefamilie, welche die Einsprenglinge bilden. Wo die mikroskopische Untersuchung wirkliche porphyrische Structur, d. h. Recurrenz gleichartiger Mineralbildungen in verschiedenaltrigen Generationen erkennen lässt, findet diese bei dem Magnesiaglimmer, Pyroxen und Hornblende, sehr selten bei den Feldspathen statt. In diesem Verhalten liegt, abgesehen von den chemischen Verschiedenheiten, der charakteristische structurelle Unterschied gegen die granitporphyrischen und aplitischen Ganggesteine, für welche gerade die Wiederkehr der Feldspathbildung bezeichnend, eine solche der eisenhaltigen Gemengtheile gleichgültig ist.

Nach ihrem Feldspathgehalt kann man bei den lamprophyrischen Ganggesteinen solche mit herrschendem Alkalifeldspath und solche mit herrschendem Kalknatronfeldspath unterscheiden; beiden fehlt

ein wesentlicher und nennenswerther Gehalt an primärem Quarz. Die erste Familie entspricht mineralogisch den syenitischen Tiefengesteinen; — die zweite Abtheilung hat nach ihrem Mineralbestande die nächste Verwandtschaft mit den dioritischen Tiefengesteinen. Dieser Unterschied ist kein sehr scharfer und der schlechte Erhaltungszustand, der den meisten Vorkommnissen eigen ist, macht eine sichere Bestimmung des Feldspaths oft schwer, ja unmöglich. Es giebt aber auch hier Formen, in denen das Mengenverhältniss der beiden Feldspathe ein ziemlich gleichmässiges ist. — Die ausserordentlich nahe Verwandtschaft aller Glieder der Gruppe der lamprophyrischen Ganggesteine documentirt sich besonders dadurch, dass trotz der Verschiedenheiten im normalen und ursprünglichen wesentlichen Mineralbestande dieselben Eigenthümlichkeiten in der Association, in dem Gange der Zersetzung und in der Structur bei allen wiederkehren. So sind alle diese Gesteine im Allgemeinen apatitreich, arm an Zirkon und an oxydischen Eisenerzen (letztere fehlen einigen Vorkommnissen gänzlich). Von den entsprechenden Tiefengesteinen scheidet sie die Seltenheit des Titanits, die Häufigkeit des Olivins als accessorischen Gemengtheils. Alle liefern bei der leicht eintretenden und rasch fortschreitenden Verwitterung in einem gewissen Stadium solche Mengen von Carbonaten (Calcit), dass man die Präparate derselben zunächst ätzen muss, um eine Beobachtung der Structur und des Mineralbestandes überhaupt zu ermöglichen; dabei besitzen alle die Neigung zu chloritischer und serpentinöser oder talkiger und amphibolitischer Umwandlung des Glimmers und der Bisilikate. Alle lamprophyrischen Gesteine sind berühmt durch die Häufigkeit von Einschlüssen der durchbrochenen Gesteine und deren Zerspratzungsproducte. Sie besitzen diese Neigung in weit höherem Grade als andere Ganggesteine. Eine Anzahl anderer, weniger auf der Hand liegender Analogien wird erst aus der Einzelbesprechung der verschiedenen Familien sich ergeben.

Chemisch stehen alle Lamprophyre in polarem Gegensatz zu den aplitischen Ganggesteinen. Waren diese durch unverkennbare Vorherrschaft der feldspathbildenden und Zurücktreten der Al-freien Kerne chemisch charakterisirt, so findet bei allen Lamprophyren ein starkes Anwachsen der Al-freien und Zurücktreten der feldspathbildenden Kerne statt. Sie sind also, wie die aplitischen Ganggesteine, im Gegensatz zu den granitporphyrischen, Spaltungsproducte der verschiedenen Tiefengesteinsmagmen. Daher sind

gewisse lamprophyrische Ganggesteinsformen an gewisse Tiefengesteine gebunden und gehören zu deren Gefolgschaft.

In gewissem Sinne hat man daher in je einem zusammengehörigen Paare von aplitischen und lamprophyrischen Ganggesteinen ein Analogon zu den Füllmassen der gemischten Gänge. Was sich bei letzteren in der Gangspalte vollzog, vollzog sich hier innerhalb des Magmaherdes. Dieser Analogie entspricht auch eine Beobachtung Harker's: „A dyke near Gill Farm exhibits abrupt transition from Quarzporphyry (wohl Alsbachit) to Lamprophyr." Leider wird nicht angegeben, ob dieser rasche Übergang im Streichen oder dazu senkrecht stattfindet.

Die grosse Familie der lamprophyrischen Ganggesteine lässt sich nach geologischen und habituellen Verwandtschaften in drei Reihen eintheilen, innerhalb deren jeder mancherlei Übergänge statthaben. Es sind

1) die Minette-Kersantit-Reihe,
2) die Vogesit-Odinit-Reihe,
3) die Camptonit-Alnöit-Reihe.

Die Gesteine der beiden ersten Reihen gehören zur Gefolgschaft der granito-dioritischen und der gabbro-peridotitischen Tiefengesteine und treten gern zusammen auf, sind auch durch Zwischenformen mit einander verbunden. — Die Gesteine der dritten Reihe gehören zur Gefolgschaft der foyaitischen und theralithischen Magmen. Übergänge zwischen ihnen und den Gesteinen der beiden ersten Reihen sind nicht bekannt.

Die Minette-Kersantit-Reihe

umfasst feinkörnige bis dichte, in mächtigen Gängen auch mittelkörnig werdende Gesteine von grauer bis dunkelgrauer, in ganz frischem Zustande auch grauschwarzer, sonst von röthlicher, gelblicher oder bräunlicher Farbe. Der in die Augen fallende Gemengtheil derselben, welcher fast immer allein mit blossem Auge erkennbar ist, ist der Glimmer. Gar verbreitet sind als Fremdlinge rundliche Quarzkörner, rothe Orthoklase und weisse bis grünliche Plagioklase von oft beträchtlichen Dimensionen. Um die Quarze trifft man stets einen grünen Rand, die Feldspathe zeigen gern eine Farbenverschiedenheit im Kern und an der Peripherie — Phänomene, welche auf eine Wechselwirkung der Einschlüsse und des umhüllenden Gesteinsmagmas hinweisen. Auch grosse und kleine

Glimmerblätter, sowie Hornblendesäulen von ungewöhnlichen Dimensionen lassen sich oft als Fremdlinge erkennen. — Die Minetten und Kersantite scheiden viel Calciumcarbonate bei ihrer Verwitterung aus und brausen daher mit Säuren. Das Nichteintreten dieser Reaction lässt nicht auf grosse Frische im Allgemeinen schliessen, sondern auf hochgradige Zersetzung. Thongeruch beim Anhauchen ist sehr verbreitet.

An der Zusammensetzung der Minetten und Kersantite betheiligen sich als wesentliche und ursprüngliche Gemengtheile ein Alkalifeldspath, ein Kalknatronfeldspath, dunkler Magnesiaglimmer, Amphibol und Pyroxen nebst meist spärlichem Eisenerz, viel Apatit und seltenem Zirkon.

Die am meisten charakteristischen Mineralien der Minetten und Kersantite sind der Glimmer, die Hornblende und der Pyroxen.

Der Glimmer dieser Gesteine ist ein im durchfallenden Lichte fast ausnahmslos brauner, der jedenfalls der Biotitreihe zugehört; er bildet dünne hexagonale Tafeln, deren Randflächen eine genaue krystallographische Bestimmung nicht zulassen. Neben braunem enthält auch grünen Glimmer eine Minette aus dem Auerbacher Marmorbruch. Die Form ist sehr häufig durch mechanische Einwirkungen gestört. Biegungen und Knickungen sind allgemein verbreitet; auch chemische Processe der Corrosion sind sehr oft durch Einbuchtungen und Abrundungen der Kanten bis zu vollständiger Vernichtung* der Krystallform nachweisbar. Eine zonare Structur ist sehr verbreitet und zwar pflegt ein heller Kern von einer dunkleren Schale in bald scharfer, bald verwaschener Abgrenzung umgeben zu sein; seltener trennt eine hellere Zone einen dunklen Kern von ebensolcher Hülle. In den dunkleren, also wohl eisenreicheren Theilen pflegt der Axenwinkel grösser zu sein. Ein Aufbau grösserer Krystalle aus parallel gestellten kleineren Individuen findet sich hie und da.

In den meisten Gesteinen ist die Zweiaxigkeit der Glimmer sicher erkennbar, wenn auch der Axenwinkel allenthalben klein bis sehr klein gefunden wurde. Am grössten, $2E = 33^0$, wurde er an einem Meroxen der Minette von Sta. Thereza in Rio gemessen. Die Axenebene erwies sich in den geprüften Fällen fast stets als parallel der Symmetrieebene, d. h. parallel einer Seite der hexa-

* Doss deutet gewisse dieser Erscheinungen nicht als Resorption, sondern als Weiterwachsthum im festen Zustande bei Lamprophyren des Plauen'schen Grundes bei Dresden.

gonalen Conturen; der Glimmer wäre demnach wohl Meroxen oder Lepidomelan. Die Ebene der optischen Axen liegt senkrecht zu einer Seite des Hexagons in dem Glimmer der Augitminette von der Fuchsmühle bei Weinheim und vom Hirschberg bei Leutershausen im Odenwald, der also zum Anomit zu stellen ist. Dieselbe Lage scheint sie in dem Glimmer der Kugelminette von Weissenburg zu besitzen; da jedoch die basalen Blättchen in dem einen untersuchten Präparat nicht frei von optischen Störungen sind, so bedarf die Beobachtung an letzterem Gestein der Bestätigung durch fernere Prüfungen. Im Kersantit der Antholzer Scharte fand Becke die helleren Kerne der Glimmereinsprenglinge als Anomit, die dunkleren Ränder einaxig. Auch Pöhlmann beobachtete oft normalsymmetrische Axenlage in den Glimmern der von ihm untersuchten fichtelgebirgischen, voigtländischen und erzgebirgischen Kersantite. Bald symmetrisch, bald normalsymmetrisch war sie am Glimmer des Kersantit vom Bärenstein bei Schmiedebach. In dem Kersantit von Michaelstein am Harz erkannten Koch und Lattermann den Glimmer des Gesteins selbst als Anomit, den der zahlreichen Einschlüsse als Meroxen. Auch das Schmiedebacher Gestein ist reich an Einschlüssen. — Dass die Bissectrix merklich schief auf der Basis der Glimmer in den Lamprophyren steht, beweist die Häufigkeit der beobachtbaren Auslöschungsschiefe gegen die Spaltbarkeit in Schnitten, die gegen oP geneigt sind. Diese Auslöschungsschiefe, welche im Durchschnitt etwa 3° beträgt, gestattet auf bequeme Weise den Nachweis der Zwillingsbildung im Glimmer nach dem Tschermak'schen Gesetz. Diese Zwillingsbildung wurde constatirt in den Minetten von der Spessburg, dem Weiler Thal oberhalb Steige und dem Champ du Feu im Unter-Elsass, Fuchsmühle bei Weinheim, St. Michaelis bis Freiberg, Köttewitz im Müglitzthale u. a. O. — Wo die Dispersion an den Biotiten zu bestimmen war, erwies sie sich $v > \varrho$ (sehr deutlich Weilerthal), bei dem Anomit der Fuchsmühle bei Weinheim ist sie $v < \varrho$; der Pleochroismus ist bei beiden Glimmern sehr kräftig, c sehr nahezu = b dunkelkastanienbraun, a hellstrohgelb bis fast farblos. — An Einschlüssen enthält der Glimmer Eisenerze, Apatit, Zirkon, selten Augit; in solchen der Spessburg fanden sich auch Flüssigkeitseinschlüsse.

Die Umwandlungsvorgänge im Glimmer sind wesentlich zweierlei Art. Am häufigsten wandelt er sich in grünen Chlorit um, wobei der Process oft sehr unregelmässig von aussen nach innen oder nur auf einzelnen Lamellen vorschreitet; dabei findet

oft eine randliche Ausfaserung und Auflockerung des Minerals statt und zwischen die Lamellen desselben drängen sich lenticulare Massen von Calcit oder von Epidot ein. Der Chlorit wird seinerseits in Carbonate, Limonit und Quarz umgewandelt. In andern Fällen bleicht sich der Glimmer durch Extraction seines Eisengehaltes, ohne dabei seine starke Doppelbrechung einzubüssen; ob hier wirklich, wie es den Anschein hat, eine Umwandlung zu einer Art Muscovit stattfindet, bedarf weiterer Untersuchung. Bei beiden Vorgängen scheidet sich überaus häufig der Titansäuregehalt des Glimmers in der Form höchst zierlicher Rutilsäulchen ab, die bald in drei, sich unter 60° schneidenden Systemen senkrecht zu der hexagonalen Begrenzung, oder ganz regellos, seltener parallel den Seiten des Hexagons (Frammont) geordnet sind. Man sieht dieselben nur in den basalen Durchschnitten gut, in andern Schnitten erscheinen sie meistens als undurchsichtige Nadeln. Statt des Rutil oder neben demselben entwickelt sich hie und da Anatas (Ruine Andlau, Vogesen, Michaelstein am Harz u. s. w.), auch wohl Brookit*. — Die dunkle Randzone der Biotite erscheint nach Beobachtungen von Linck oft stark vererzt. Nach Wegätzen des Eisenerzes erkennt man, dass dasselbe das Vorhandensein einer Schale von amorpher Kieselsäure verhüllte.

Die Hornblende der Minetten und Kersantite ist vielgestaltiger als ihr Glimmer. Wo sie den wesentlichsten eisenhaltigen Gemengtheil bildet, erscheint sie in langprismatischen, braun durchsichtigen Krystallen der Form (110) (100) (010) (11$\bar{1}$) oder (110) (010) (11$\bar{1}$), mit meist kräftigem Pleochroismus zwischen braun und gelb; ihre Auslöschungsschiefe ist klein. Wo die Hornblende nur begleitend neben Biotit erscheint, ist sie bald braun, bald grün, seltener in langen Prismen als in gedrungeneren Säulen. Becke fand, dass die Hornblende des Kersantits der Antholzer Scharte entweder langprismatisch und dann stets nach (100) verzwillingt, oder seltener kurzsäulenförmig und dann ohne Zwillingsbildung ist. Ihr Pleochroismus ist hier, wie meistens c kastanienbraun, b rothbraun, a blassbräunlichgelb. Da die braune Hornblende durch Verwitterung grün und oft fasrig wird, ist es fraglich, ob primär grüne Hornblende vorkommt. Mit Eintritt der grünen Farbe pflegt die Auslöschungsschiefe grösser zu werden. Nach

* Nach Doss scheidet sich aus dem Glimmer der Minetten im Plauen'schen Grunde Rutil, aus dem der Kersantite desselben Ortes Anatas aus.

Chelius hat der braune Amphibol der Kersantite des Spessart oft grüne Kerne. — Auch als Uralit ist die grüne Hornblende in den Minetten und Kersantiten anzutreffen. Grüner Uralit und grüne Hornblende unterscheiden sich durch die äussere Form, die bei ersterem natürlich dem Augit angehört. — Die Einschlüsse sind dieselben, wie bei Biotit, aber im Ganzen spärlicher. Zonarstructur und Zwillingsbildung nach (100) sind sehr verbreitet. Umwandlung zu Chlorit unter Ausscheidung von feinvertheiltem Eisenerz und Epidot ist häufig. Mit Zunahme des Gesteinskornes und besonders mit Annäherung an Tiefengesteinsstructur verringert sich der Idiomorphismus des Amphibol, ganz besonders in der terminalen Flächenentwicklung.

Neben normalem Biotit enthält die Minette von Wackenbach bei Schirmeck in den Vogesen in compakten Krystallen und schilfigen Aggregaten eine blaue Hornblende mit dem Pleochroismus a blau, b violett, c fast farblos und sehr starker Bissectricendispersion. Die Absorption ist $a > b > c$ und in geringer Schiefe gegen die Prismenaxe liegt die spitze Elasticitätsaxe mit $c : a$ höchstens 7^0—8^0. Danach ist dieser Amphibol sicher den arfvedsonitischen Amphibolen, wahrscheinlich dem Arfvedsonit selbst zuzurechnen. Delesse giebt aus den Kalken dieses Fundortes, welche von der Minette durchbrochen werden, Glaukophan an. — Ebenso führt eine Minette von nicht genauer bekanntem Fundorte aus der Gegend von Laudenbach an der Bergstrasse einen blauen Amphibol mit a fast $= b$ blau, c grünlich und sehr kleinem $c : a$. Die sonst ganz normale Minette enthält zahlreiche Titanitmikrolithe mit den Formen der elaeolithsyenitischen Titanite (011) ($\bar{1}23$). — Das sind sehr auffallende Erscheinungen. — Sonderbarerweise ist die Grundmasse gerade dieser Minette zweifellos primär quarzhaltig. — Nach derselben Richtung, d. h. auf eine Annäherung an camptonitische Typen deutet die Thatsache, dass in etwas vogesitischen Kersantiten der Gegend von Mittershausen im Odenwald der Augit den Sanduhrbau der Titanaugite hat und von reichlicher brauner Hornblende begleitet wird, welche auch parallel mit dem Pyroxen verwächst und sich dem Barkevikit in ihrem Habitus nähert. Der Biotit tritt hier sehr zurück.

Der Pyroxen ist ein fast allenthalben hellgrünlicher bis fast farbloser, oder auch hellrosarother, selten röthlich violetter Malakolith, welcher neben der Spaltbarkeit nach dem Prisma auch mehr oder weniger deutlich pinakoidale Blätterdurchgänge besitzt. Die

Begrenzung wird durch die Combination des Prismas mit den beiden verticalen Pinakoiden und der Grundpyramide, gelegentlich auch mit steileren combinirt gegeben. Selten fehlt wohl auch das Klinopinakoid, wie das v. Foullon in einem Pilit-Kersantit von Sokoly bei Trebitsch in Mähren fand. Zwillingsbildung nach (100) ist sehr verbreitet, solche nach (101) selten. Bräunlich violette Färbung ist sehr selten (Assuan), die Formen sind dann diejenigen des Diabasaugits. Der Augit hat ein besonderes Interesse dadurch, dass er sehr oft neben den Interpositionen des Glimmers und Amphibols und neben Flüssigkeitseinschlüssen auch Glasinterpositionen, sowie öfters Oktaëder von Chromit oder Picotit führt. Mechanische und chemische Deformationen kommen auch bei diesem Mineral vor, sobald es als Einsprengling auftritt. — Der lamprophyrische Augit ist sehr wenig widerstandsfähig; je nach seinem ursprünglichen Thonerdegehalt wandelt er sich in fasrigen oder schuppigen Serpentin oder in Chloritaggregate um, die man nach ihrer Doppelbrechung unterscheiden kann. In beiden Fällen scheidet sich reichlich Calcit oder Epidot aus und der für alle Lamprophyre so sehr charakteristische Carbonatreichthum dürfte ganz wesentlich dem Augit entstammen. Die Umwandlung ist oft eine so vollkommene, dass man die ursprüngliche Anwesenheit des Pyroxens nur noch an der Form der weitaus häufigsten Chlorit-, seltener Serpentinpseudomorphosen zu erkennen vermag. Geht daher bei diesem Process die Krystallform verloren, so ist der Nachweis des Mutterminerals oft gar nicht mit einiger Sicherheit zu führen. — Auch bei der Verwitterung des Pyroxens scheidet sich bisweilen Rutil in kleinen Mengen aus. — Für manche Gebiete tritt an die Stelle der carbonatischen Verwitterung des Pyroxens die uralitische Umwandlung, so z. B. sehr verbreitet im Spessart.

Parallele Verwachsungen von Pyroxen und Amphibol sind im Ganzen nicht häufig.

Neben dem normalen Diopsid der Minette-Kersantitgruppe findet sich Hypersthen in einer Minette vom Rappeneck bei Freiburg im Schwarzwald. — Bronzit kommt etwas häufiger vor und herrscht neben dem Biotit in den Harzer Kersantiten, so in den Gängen vom Nackenberg und im Börneckschen Gemeindewald bei Michaelstein und im Bodethale. Dieser Bronzit wandelt sich leicht in Bastit um bei vollkommener Erhaltung der Krystallform und der ursprünglichen Interpositionen von Chromit oder Picotit. Auf einen Titangehalt auch dieses Pyroxens deutet das Auftreten von

zierlichen Anataskryställchen der Form (111) (110) (hhl) (001) mit zierlicher Streifung parallel den Mittelkanten, welche oft gar nicht spärlich im Bastit liegen. — Dieser Bronzit bildet bisweilen auch Durchkreuzungszwillinge nach einem Brachydoma und sternförmige Gruppen.

Diese Mineralien sind allenthalben älter als die Feldspathe und treten mit Vorliebe in zwei Generationen auf, welche sich indessen nur äusserst selten durch andere Eigenschaften, als durch ihre Grösse und Formvollendung, sowie durch ihren Verband mit dem Feldspath unterscheiden. Die Reihenfolge der Ausscheidungen von Glimmer, Augit und Hornblende ist nicht so sicher festzustellen; jedenfalls decken sich ihre Entwicklungsperioden z. Th., doch sprechen alle Indicien dafür, dass die Biotitbildung und wohl auch die der Pyroxene früher begann, als diejenige der Amphibole.

Älter als sie sind nur die Eisenerze, die nach der verhältnissmässigen Seltenheit leukoxenischer Umwandlungsproducte wohl vorwiegend Magnetit sind. Neben diesem, z. Th. jedenfalls aus der Glimmerzersetzung hervorgehend, ist Eisenglimmer überaus verbreitet. — Titaneisenglimmer in prachtvoll durchsichtigen Täfelchen findet sich reichlich in den Kersantiten von Michaelstein am Harz. — Nach Becke fehlen den niederösterreichischen Kersantiten die primären Eisenerze gänzlich. Auch der in langen dünnen, oft quergegliederten und zerbrochenen, seltener in kurzen, dicken Prismen reichlich vorhandene Apatit und der spärliche Zirkon sind älter.

Der Feldspath ist in den meisten Minetten ein ungestreifter, in kurz leistenförmigen Durchschnitten (höchstens 2—3mal so lang als breit) auftretender Alkalifeldspath. Nach Dichte und mikrochemischen Reactionen scheint ausser normalem Orthoklas ein natronreicher, vielleicht der Anorthoklasreihe zugehöriger Feldspath viel verbreitet zu sein; darauf hin weist auch der oft überraschend hohe Na_2O-Gehalt der Bauschanalysen. Dass demselben auch ein nicht ganz unbeträchtlicher CaO-Gehalt eigne, muss man aus der Häufigkeit der Carbonate bei der Verwitterung schliessen. Die Form der Durchschnitte weist auf Begrenzung durch P, M, y und ganz kleines T hin. Zwillingsbildung ist nicht häufig, doch treten in manchen Odenwälder Gesteinen (Rottmannshöhe) Karlsbader Zwillinge keineswegs spärlich auf. Dieser Feldspath bildet den Hauptantheil der Grundmasse; als Einsprengling trifft man ihn sehr selten und dann vorwiegend in Glimmer- und Amphibol-armen Formen

dieser Gesteine, welche Zwischenglieder nach den Syenitporphyren hin darstellen. — Frische Feldspathe sind selten; die normale Umwandlung ist diejenige zu Kaolin, wobei jedoch oft in auffallender Weise wasserhelle, adularähnliche Randzonen unangegriffen bleiben. Durchstäubung mit Eisenoxyd oder Limonit ist sehr verbreitet. — Durchwachsung mit Albit wurde nur spärlich, so in einer, zu Glimmersyenitporphyr hinüberspielenden Minette vom Schnappenhammer im Fichtelgebirge beobachtet. — Mikroklin scheint absolut zu fehlen. Doch giebt ihn Becke aus einem Ganggestein von der Zusammensetzung eines Glimmersyenits im Hornblendeschiefer von Stallegg in Nieder-Österreich an. Derselbe scheint jedoch nach Structur und Zusammensetzung auch sonst den eigentlichen Lamprophyren ferne zu stehen und sich dem Habitus der Aplite oder dem der Tiefengesteine zu nähern.

Gestreifter Feldspath erscheint in zweierlei Form in den Minetten, nämlich in kurz rectangulären Individuen, die durchaus den Habitus der Anorthoklase haben und kräftig auf K, Na und Ca reagiren (Wackenbach), dabei oft die feine Doppellamellirung der Mikrokline, aber stets sehr kleine Auslöschungsschiefen zeigen, oder aber in langen und schmalen Leisten, welche dem Oligoklas angehören dürften. Ob lang leistenförmige Feldspathe ohne Zwillungsstreifung (sie fehlt den sehr schmalen Leisten fast immer) auch dem Plagioklas zuzurechnen seien, ist ebenso zweifelhaft, wie die Zugehörigkeit vieler kurz leistenförmiger ungestreifter Feldspathe zum Orthoklas. Die Zahl der einen sicher erkennbaren Plagioklas führenden Gesteine ist noch immer klein, wenn auch eine wiederholte Untersuchung dargethan hat, dass er doch bedeutend häufiger ist, als man früher annahm. Plagioklasreiche Formen kommen in den Vogesen (Burg Andlau, Cleury), in dem Odenwald (Kreidach), im Erzgebirge und sonst vor; sie vermitteln die Übergänge zu den Kersantiten. — Der Unterschied der Kersantite gegenüber den Minetten liegt in der Natur des in ihnen herrschenden Feldspaths. In den Kersantiten ist es ein deutlich zwillingsgestreifter, fast immer nach M tafelförmiger Kalknatronfeldspath, welcher, soweit bisher Bestimmungen vorliegen, dem Oligoklas oder dem Labrador angehört. Wo der Plagioklas in zwei Generationen auftritt, wie beispielsweise bei Michaelstein am Harz, besteht nach Max Koch die ältere Generation aus Labrador, die jüngere aus Oligoklas. — Die Durchschnitte dieser Feldspathe sind bald lang und schmal, bald kurz und dick leistenförmig. Je

feinkörniger das Gestein wird, um so schmaler und länger werden die Plagioklasdurchschnitte. In den Salbändern finden sich oft geradezu trichitische Formen. — Zwillingsbildung nach dem Periklingesetz ist nicht eben verbreitet neben der Lamellirung nach dem Albitgesetz. — Die Verwitterung der Plagioklase beginnt fast immer im Centrum; es scheint dieser Umstand weniger mit ursprünglich vorhandenen, centrisch angehäuften Interpositionen als vielmehr mit der sehr verbreiteten Zonarstructur dieses Minerals zusammenzuhängen, bei welcher die Lage der Auslöschungsrichtungen in den verschiedenen Zonen auf eine nach dem Centrum hin zunehmende Basicität schliessen lässt. Neben der normalen Umwandlung in Kaolin und in Glimmer, oft mit Ausscheidung von Calcit verbunden, kommt auch ein der Saussüritisirung analoger Vorgang vor, wobei hauptsächlich Tremolit zu entstehen scheint (Markirch). — In sehr vielen Kersantiten ist neben dem Plagioklas ein ungestreifter Feldspath in kurz rectangulären Durchschnitten nachzuweisen. Jünger als der Plagioklas, bisweilen auch etwas frischer als dieser, bildet er oft mit Quarz granophyrische Verwachsungen und gehört zum Orthoklas. Granophyrische Verwachsungen von Quarz mit Plagioklas kommen gleichfalls vor.

Sehr verbreitet sind in manchen Minetten und Kersantiten mechanisch aus den durchbrochenen Gesteinen aufgenommene Feldspathe; dieselben machen sich leicht durch ihre Dimensionen, ihre Begrenzung, die randliche Trübung und oft wahrnehmbare Durchtrümerung mit Gesteinsmaterial kenntlich.

Quarz kommt als primärer Gemengtheil in allotriomorphen Füllmassen zwischen den Feldspathen der Grundmasse und in granophyrischer Verwachsung mit Feldspath im Ganzen spärlich, als Zersetzungsproduct bei der Umwandlung der Feldspathe, Glimmer und Bisilikate in unregelmässigen Partien, und in Form mechanisch aufgenommener Körner und Krystalle vor. Im letzten Fall ist er fast stets mit einer Zone von Augit- oder Amphibolkryställchen umsäumt, ganz ebenso wie die Quarzfremdlinge im Basalt den bekannten Augitkranz haben. Auch hier lag ursprünglich wohl Augit in allen Fällen vor und der Amphibol ist epigenetisch. Während nun aber die Augite in Basalten einen Kranz um den Quarz bilden, ragen sie bei den Lamprophyren in diesen anscheinend hinein. Becke erklärt das sehr scharfsinnig durch die Annahme, dass auch hier ursprünglich die Augitkränze in einem Glashofe um den Quarz lagen, wie im Basalt. Durch dieselben

Vorgänge, die den Augit in Hornblende umsetzten, wurde der Glashof umgewandelt unter Ausscheidung von Quarz, der sich orientirt an das vorhandene Korn ansetzte und nun den Amphibolnadelkranz einhüllte. Thatsächlich konnte er in einem Kersantit von Waldmichelbach im Spessart die Anwachsfläche des neu abgesetzten Quarzes an das Quarzkorn wahrnehmen.

An accessorischen Gemengtheilen sind die Minetten und Kersantite sehr arm. Gegenüber den mineralogisch gleichzusammengesetzten Tiefengesteinen ist besonders das Fehlen des Titanits zu betonen. Wo derselbe beobachtet wurde (Weissenburg, Rebstall bei Barr), wiesen seine Formen und sein ganzes Auftreten fast immer auf secundäre Entstehung aus Eisenerzen hin. In idiomorphen Krystallen wurde er oben von Laudenbach erwähnt. Auch am Findberg bei Gailbach im Spessart findet er sich und liefert hier den von Thürach nachgewiesenen Anatas bei seiner Zersetzung.

Dagegen ist Olivin ein sehr verbreiteter accessorischer Gemengtheil in Minetten und Kersantiten, obgleich er selten (Forsthaus Hungerplatz bei Barr) in unverändertem Zustande gefunden wird. Derselbe ist entweder von Carbonaten verdrängt oder zu Serpentin, oder noch häufiger zu einem Filz von Tremolit- oder Aktinolithnadeln, oder endlich zu Talk umgewandelt. Die Bestimmung hat dann durch die Form der Durchschnitte zu geschehen, denen zufolge der ursprüngliche Olivin ein sehr alter Gemengtheil, älter als Biotit gewesen sein muss. Auf diese Weise wurde der Olivin u. a. nachgewiesen in den Minetten von der Spessburg, von Steige, aus dem Kirneckthal, vom Hochfelde in den Vogesen und von der Fuchsmühle bei Weinheim. Becke erkannte und beschrieb zuerst diese Pseudomorphosen von Tremolit nach Olivin und nannte sie Pilit. Denselben ist nicht selten etwas Chlorit, oft auch Talk und etwas Magnetit beigemengt und gern sind sie umgeben von einem braun und grün gefleckten Saum von Biotitblättchen. Die Verbreitung des Olivins oder vielmehr seiner Pseudomorphosen ist wahrscheinlich eine sehr grosse, da wohl dem Augit mancher Durchschnitt zugesprochen worden ist, der dem Olivin angehört, während das Umgekehrte kaum stattfinden dürfte. — Nach Pöhlmann, Liebe und Zimmermann findet sich Olivin öfters am Salbande von Minette- und Kersantitgängen Thüringens und des Voigtlandes, während er der Gangmitte fehlt. Er müsste also hier resorbirt sein.

Als einen sehr interessanten Übergemengtheil der Harzer Kersantite von Michaelstein beschreibt Max Koch den Cordierit

in vollendet idiomorphen, sehr kleinen Durchkreuzungsdrillingen. Diese werden nach aussen meistens von Prismenflächen begrenzt und haben $\infty P\breve{3}$ (130) als Zwillingsebene, oder sie bilden Durchkreuzungsechslinge mit ∞P (110) und $\infty P\breve{3}$ (130) abwechselnd als Zwillings- und Verwachsungsebene, während im ersten Fall die Verwachsungsebene die Normalfläche zur Zwillingsebene, also angenähert (010) ist. Krystalle von sanduhrähnlichem Bau (vergl. dieses Buch Bd. I. 3. Aufl. S. 476) sind selten. Diese Cordierite umschliessen nicht selten Spinell.

Orthit als accessorischen Gemengtheil erwähnt Becke aus einem Gang im Granitit des Raubbusch bei Dohna im Müglitzthale in Sachsen, Thürach aus den Aschaffenburger Kersantiten.

Harker erwähnt ein an Nosean erinnerndes, und ein blaues isotropes, dem Hauyn zugerechnetes Mineral aus Lamprophyren des Shap Granits im Lake District des nördlichen England.

Alle Minetten und Kersantite enthalten Calcit bald in feiner Vertheilung, bald in grösseren Körnern oder rundlichen bis eckigen Massen, welche jeden Übergang in vollendet scharfe Pseudomorphosen nach Olivin und Augit verfolgen lassen. Die von manchen Petrographen verfochtene Annahme, dieser Calcitgehalt sei ein ursprünglicher, ist vollständig grundlos. — Theilweise tritt der Calcit auch als Mandelmineral und als Füllung miarolitischer Drusen auf.

Die grosse Verwandtschaft zwischen den Minetten und Kersantiten documentirt sich auch in der Structur. Dieselbe entwickelt sich in zwei Hauptformen, als eine panidiomorphkörnige oder aber als eine holokrystallin-porphyrische. Beide Structurformen kommen gelegentlich an demselben Gesteinskörper vor, die panidiomorphkörnige dann dort, wo die Abkühlung die langsamste war, in der Gangmitte.

Bei der körnigen Ausbildung folgen sich die Perioden der Krystallisation jedes Gemengtheils ohne Wiederkehr, wenn auch meistens mit wohl erkennbarem Übergreifen zweier successiver Perioden. Nicht nur die ältesten (Erze, Zirkon, Apatit, Olivin) und älteren (Biotit und Bisilikate), sondern auch die jüngsten Mineralbildungen (Feldspath) sind durchweg idiomorph und die Structur ist als eine typisch panidiomorphkörnige (Taf. III Fig. 1) zu bezeichnen. Bei dem meistens sehr kleinen Korn dieser Gesteine sind die mit einer panidiomorphkörnigen Structur nothwendig verbundenen miarolitischen Hohlräume sehr klein; dieselben sind hier zumeist mit Quarz ausgefüllt, von welchem sich oft nicht sagen lässt, ob er ein Kry-

stallisationsproduct des Gesteinsmagmas oder ein Auslaugungsproduct des fertigen Gesteins und also secundär sei. Diese eigenthümliche Structur macht nur sehr selten einer hypidiomorphkörnigen Ausbildung der Feldspathe Platz, von der man daher unwillkürlich vermuthet, sie sei keine normale und ursprüngliche, sondern eine secundäre und mechanische Ausbildungsform, um so mehr als Zeichen von Druckwirkungen an den Einsprenglingen unverkennbar vorliegen. — Sehr selten findet sich bei den Minetten der Feldspath in Form unregelmässig begrenzter einheitlicher Felder. — In den Kersantiten und ebenso in den Minetten geht die Bildung des Ca-Na-Feldspaths derjenigen der Alkalifeldspathe voraus, dann folgt die Entwicklung der granophyrischen Verwachsungen.

Dieser panidiomorphkörnige Typus ist ein so allgemein verbreiteter, dass man ihn in jedem Gebiete antreffen wird. Die ihn besitzenden Gesteine zeigen Variationen im Mengenverhältniss der Gesteinselemente, unter denen besonders diejenigen Erwähnung verdienen, bei welchen die Feldspathe vor- und die farbigen Gemengtheile zurücktreten. Sowie dieses Verhältniss sich herausbildet, wodurch die Gesteine den analogen Tiefengesteinen sich nähern, geht auch die panidiomorphkörnige in die hypidiomorphkörnige Ausbildung über. — Die unverkennbaren Intervalle in der Krystallisation der verschiedenen Gemengtheile ermöglichen bei diesen Gesteinen ebenso, wie das an früheren Stellen hervorgehoben wurde, eine schlierenartige Verwebung von Gesteinstheilen, die aus den gleichen Mineralien, aber in verschiedenen Mengenverhältnissen bestehen. Beobachtungen über derartige Verknüpfung basischerer und saurerer Schlieren theilten Cohen, Pöhlmann und Dathe mit. Ob und in wie weit bei der Entwicklung dieser Verhältnisse die in den Kersantiten überaus häufigen mechanisch eingeschlossenen fremden Gesteinsfragmente mitgewirkt haben, war bisher nicht Gegenstand der Untersuchung.

Die porphyrische Structur der Minetten und Kersantite ist eine holokrystallin porphyrische, welche durch vielfache Übergänge mit der panidiomorphkörnigen verknüpft ist. Wie schon erwähnt ist es die Wiederkehr der Glimmer-, Augit- und Amphibolbildung, welche den porphyrischen Charakter bedingt. So wie der Feldspath in Form älterer Ausscheidungen vorhanden ist, nimmt die Menge der farbigen Gesteinselemente sehr merklich ab und das Gestein nähert sich unverkennbar den Syenitporphyren. Zwischen der ersten und zweiten Generationsperiode der Biotite,

Amphibole und Augite hat bei normalen Verhältnissen die Feldspathbildung begonnen, was deutlich an der Beeinflussung der Formen der jüngeren Biotite u. s. w. durch den Feldspath erkannt werden kann. Insofern kann man wohl auch von einer jüngeren Feldspathbildung reden, als sowohl bei körniger wie bei porphyrischer Structur die Interstitien der panidiomorphen Feldspathaggregate durch granophyrische Quarz-Feldspathmassen oder durch Feldspathsphärolithe bisweilen ausgefüllt sind. Bei porphyrischer Structur sind die Feldspathe im Allgemeinen kleiner, als bei körniger und besitzen eine ausgesprochene Neigung zu radialer Anordnung, die von divergenten Büscheln von Feldspathleisten bis zu echten Feldspathsphärokrystallen mit pinselartiger Ausfaserung der einzelnen Strahlen alle Formen durchläuft. Die Gesteine vom Tommelsbach bei Schirmeck, Framont, Burg Andlau und viele Odenwald-Minetten liefern Beispiele hierfür.

Kugelbildungen sind besonders in den Minetten* sehr verbreitet; soweit die Kugeln nach Structur und Zusammensetzung nicht von dem Gestein selbst abweichen, wird man sie für ein Absonderungsphänomen nehmen müssen. Wo sie dagegen mineralogisch mit dem Gestein nicht ident sind, scheinen sie bald concretionäre, bald secretionäre Aggregationsgebilde zu sein. Solche wurden von Cohen im Odenwald als endomorphe Randbildungen gedeutet und auch von Linck bei Weissenburg beschrieben**. Im Odenwald bestehen die kleinen mit Glimmerhäuten überzogenen Kugeln aus Feldspath, bei Weissenburg und bei Sta. Cruz unfern Rio de Janeiro z. Th. aus Feldspath, z. Th. aus einem Gemenge von Feldspath, Quarz und Calcit, z. Th. nur aus den beiden letztgenannten Mineralien. Wo Feldspath neben Quarz und Calcit vorhanden ist, ragt er in diesen wie in eine Druse hinein und daher sieht Linck in dieser Kugelbildung einen secretionären Act. Bei concretionärer Natur der Kugeln wäre die Umhüllung derselben durch Glimmerhäute schwer zu erklären; auch wird eine evident

---

* Dass die Kugelbildungen in Kersantiten ganz ebenso entwickelt sind, wie in den Minetten, geht aus den Darstellungen von Pöhlmann (l. c. pag. 96) und Richter, Das thüringische Schiefergebirge (Z. D. G. G. 1869. XXI. 398), sowie Liebe (l. c.) hervor.

** Auch Liebe und Zimmermann erwähnen die Kugelbildung in den Minetten und geben an, dass die Kugeln theils genau den Variolitkugeln der Diabase entsprechen, theils sich von diesen durch eine Hülle tangential gestellter Glimmerblättchen und Feldspathe unterscheiden.

excentrischstrahlige Structur der Kügelchen nirgends angegeben. Danach wäre in der Kugelminette eigentlich nur eine versteckte Mandelminette mit z. Th. eigenthümlicher Ausfüllung des Mandelraums zu sehen. Dann ist auch das randliche Auftreten der Kugelbildungen leicht erklärlich. Eine wirkliche Mandelsteinbildung ist nur in Gesteinen mit Resten amorpher Substanzen denkbar, und es müsste demnach ursprünglich glasführende Minetten geben, deren Gesteinsglas allerdings secundär verändert wäre. Die Betrachtung der panidiomorphen Feldspathgrundmassen dieser lamprophyrischen Gesteine bei starken Vergrösserungen lässt gar oft die Vermuthung entstehen, die Gesteine können nicht holokrystallin sein oder doch nicht so gewesen sein.

Fluidale Erscheinungen sind in den Minetten nur selten deutlich zu erkennen; die Begrenzung der Gesteinselemente ist nicht dazu angethan, fluidale Phänomene zu deutlicher Erscheinung zu bringen. Doch lassen die Längsschnitte der Biotite in den Minetten nicht selten eine Parallelordnung erkennen, die kaum anders als durch Fluctuationen zu erklären ist. — In den Kersantiten mit ihrem leistenförmigen Feldspathe sind fluidale Phänomene sehr verbreitet.

Die Beeinflussung der Structur und der mineralogischen Zusammensetzung der Minetten und Kersantite durch die Nähe oder Entfernung der Abkühlungsoberflächen ist vielfach constatirt. So hat ein Minettegang im Marmor von Auerbach ein secundär entglastes Salband, innerhalb dessen die Diopsideinsprenglinge ein vollkommenes Geäder von Glasfetzen führen und man in der entglasten Grundmasse noch deutlich die herrlichsten Fluctuationsphänomene erkennt. Ähnlich zeigt eine Augitminette vom Col de Bussang in den Südvogesen eine prächtige sphärolithische Entglasung am Salbande. — Auch Liebe und Zimmermann betonen diese Beziehung bei den Minetten des dem Frankenwalde nördlich vorliegenden Berglandes. Die Biotite und Olivine dieser Gesteine sind am Salbande grösser und reichlicher, die Orthoklase treten etwas zurück; in der Gangmitte kehrt sich das Verhältniss um. Einmal verbreitert sich ein Gang zu einer stockförmigen Masse, in deren Centrum die Lamprophyrstructur der hypidiomorphkörnigen Platz macht („man möchte sagen, sie haben ein granitisches Äussere angenommen").

Die **Minetten** des reinsten Typus wären mineralogisch durch die Combination Alkalifeldspath-Biotit charakterisirt; ob dieser

Typus wirklich in anderer Form, denn als locale Ausbildung anderer Typen vorkommt, ist durch erneute Untersuchungen in Frage gestellt*. Dagegen haben Minetten, neben deren Biotit auch Hornblende **(Hornblende-Minetten)** oder Augit **(Augit-Minetten)** auftritt, eine sehr weite Verbreitung. Seltener begegnet man diesen beiden Mineralien neben einander und neben Glimmer, wie bei gewissen Gängen des Andlauthals in den Vogesen und des Erzgebirges.

Der Typus der **Hornblende-Minetten** hat eine besondere Verbreitung in der Umgebung von Framont und Wackenbach im Unterelsass und tritt auch in den südlichen Vogesen bei Remiremont, St. Etienne und am Ballon de St. Maurice auf, sowie nach Cohen im Gebiete des Weiler-Thals zwischen La Hingrie und Lubine. Spärlich scheint er im Odenwald (so bei Laudenbach) und im Erzgebirge bei Rödling auf Section Kupferberg vorzukommen. Eine geologisch verschiedene Valenz wird man der Hornblende-Minette gegenüber der weiter verbreiteten **Augit-Minette** schon deswegen nicht zuschreiben können, weil Gänge beider Typen in demselben Gebiete zusammen auftreten. So sind im oberen Breuschthal, am Hochfelde bei Hohwald im Kirneck- und Andlaugebiet der Nordvogesen, wie in den Südvogesen zumal auf lothringischer Seite, im Odenwald (Zwischenformen zu Kersantit giebt Chelius von Brensbach am Waldeck gegen Momenroth an), im Schwarzwald (Rappeneck bei Freiburg, Urberg bei St. Blasien), im rheinischen Schiefergebirge bei Langenschwalbach, im Fichtelgebirge, im Erzgebirge (Königswalde, Sect. Annaberg nach Schalch, auf Sect. Lössnitz nach Dalmer, auf Sect. Wiesenthal nach Sauer), bei Freiberg (Himmelsfürst), bei Nieder-Bobritzsch die Augit-Minetten bekannt. Von letzterer Localität beschreibt Sauer die Zerspratzung des Granitits durch Augit-Minetten, wobei die Feldspathe der Graniteinschlüsse sich auffallend ziegelroth gefärbt haben, und in den Biotiten derselben grosse Mengen von Eisenerzen ausgeschieden wurden unter Neubildung von Biotit in der Umgebung. Der Quarz hat einen Theil seiner Flüssigkeitseinschlüsse verloren. — Im Plauen'schen Grunde kommt Augit-Minette bei der Gasanstalt gangförmig im Syenit vor und reine Glimmer-Minette tritt hier nach Doss als locale Facies von untergeordneter Ausdehnung auf. — Ich möchte es betonen, dass mir nur in Augit-Minetten Olivin oder seine Pseudo-

* Linck beschreibt einen solchen Minettegang von Weiler bei Weissenburg.

morphosen begegnet sind, dass also die **Olivin-** oder eventuell **Pilit-Minetten** ein Zweig der Augit-Minetten wären.

Nach den Angaben in der Literatur wäre ein lamprophyrisches Ganggestein, welches von Lasaulx von St. Genès-Champanelle bei Clermont-Ferrand in der Auvergne beschrieb (L. J. 1874. 257), zu den Hornblende-Minetten zu rechnen. — Auch unter den von Michel-Lévy als porphyrites micacées zusammengefassten Eruptivgesteinen des Morvan findet sich der Minette-Typus.

Bonney und Houghton beschrieben Augit-Minetten aus Westmoreland und dem nordwestlichen Yorkshire; die nach Zusammensetzung, Structur und Zersetzung durchaus normalen Ganggesteine durchbrechen das oberste Silur, dringen aber nicht in die Kohlenformation ein.

Törnebohm beschrieb eine Augit-Minette von Jernskog in Wermland aus Hornblendegneiss.

Der Glimmerpikrophyr Bořicky's von der Libsičer Bergwand (T. M. P. M. 1878. I. 493—517) ist nach den mir vorliegenden und von Bořicky stammenden Präparaten ebenfalls eine ursprünglich olivinhaltige Augit-Minette von körniger Structur.

Die **Kersantite** sind durch einen reichlichen Gehalt an dunklem Glimmer neben Plagioklas ausgezeichnet; die meisten Vorkommnisse sind arm oder frei von Hornblende, reich an Augit in der Malakolithform; doch schwankt die Menge dieser Begleiter des Biotits in ziemlichen Grenzen und dieselben können anscheinend gänzlich fehlen. Zu den Kersantiten gehören die allbekannten, Kersanton genannten Ganggesteine der Umgebung von Brest; dieselben sind z. Th. recht phaneromer, panidiomorphkörnig und enthalten zwischen den Plagioklasleisten Orthoklas und Quarz in oft granophyrischer Verwachsung. Der Gehalt an Augit und Hornblende scheint zu schwanken, wenn ich die eigenen Erfahrungen mit den Angaben in der Literatur vergleiche; die mir bekannt gewordenen Varietäten sind z. Th. hornblendefrei, z. Th. hornblendearm. In diesen Gesteinen, deren Structur oft in die hypidiomorphkörnige übergeht, treten nicht gerade selten Pseudomorphosen von Talk auf, deren Muttermineral (Olivin oder Augit) nicht immer mit Sicherheit nachgewiesen werden kann. Barrois, der diesen Kersantiten eine eigene Arbeit widmete, giebt an, dass dieselben oft Salbandbildungen zeigen, und zwar entwickeln sie Mandelsteinstructur am Rande der schmalen, Granophyrstructur am Rande der mächtigen Gänge. Er bestätigt, dass manche

Gänge neben Biotit Amphibol (Kerzanton, l'Hôpital), andere, anscheinend zahlreichere (Kerascoet en l'Hôpital, Penallen en Plougastel, Troeoc en l'Hôpital, Penan Voas en Faou), Augit führen. Was er porphyrites micacées nennt, sind Augitkersantite mit porphyrischer Structur. Die Übergänge zwischen Kersantiten und Porphyrites micacées sind sehr allmähliche.

Sehr nahe verwandt ist der Kersantit des Ganges an der Strasse zwischen Markirch und dem Gebirgskamm der Vogesen, mit reichlichem Augit, etwas primärer und uralitischer Hornblende, reich an Feldspath, dann auch oft durch zwei Feldspathgenerationen sich dem Habitus der Dioritporphyrite nähernd, stofflich und geologisch vielleicht recht nahe verwandt den gangförmigen Augitgranititen von Lavelline. Von Urbach und Lavelline beschrieb Cohen vogesische Vorkommnisse; auch in den Südvogesen, z. B. im kleinen Wegscheidthal bei Maasmünster, tritt der Kersantit auf. — Aus dem rheinischen Schiefergebirge wurde der Kersantit zuerst von Zickendraht beschrieben; es sind fast stets panidiomorphkörnig struirte Gesteine von normaler Zusammensetzung (Langenschwalbach), oder mit einem so reichlichen Gehalt an Pseudomorphosen von Strahlstein nach Olivin, dass man sie zu den Pilit-Kersantiten stellen muss (Heimbach).

Sehr mannichfach sind nach den Beschreibungen von Pöhlmann die Kersantite in Südthüringen* und dem Frankenwalde entwickelt; sie gehören grossentheils zu den Vorkommnissen, auf deren Studium hin Gümbel die Gruppe der Lamprophyre aufstellte. Pöhlmann's erste Gruppe (Bruch Bärenstein, Klettigsmühle, Schleiz u. s. w.) umfasst phaneromere, angenähert hypidiomorphkörnige Vorkommnisse, die neben Glimmer nur Augit, neben Oligoklas nur wenig Orthoklas enthalten. Der Quarz soll als Einsprengling und als Cäment der übrigen Gemengtheile vorhanden sein. Die 2. Gruppe (Falkenstein—Steinbachmühle, Steingrün, Dürrenwaidt, Fussgrund bei Göhren) ist orthoklasreich und enthält keinen porphyrischen Quarz, derselbe ist aber oft mit Orthoklas granophyrisch verwachsen.

---

* Ob die Kersantite des südöstlichen Thüringerwaldes, welche Loretz zwischen Ober- und Unterneubrunn (hier auch als Salband von Glimmerporphyrit) und im Hinternaher Forst beschreibt, genau hierher gehören, ist mir nach seiner Beschreibung etwas zweifelhaft. — Liebe und Zimmermann (Erläuterungen zu Blatt Greiz, Naitschau und Weida der geol. Specialk. von Preussen und den Thür. Staaten) nennen die gangförmigen Lamprophyre dieser Blätter mesovulkanisch. Dieselben enthalten gleichmässig Orthoklas und Plagioklas.

Die 3. Gruppe (Fischer's Haus, Heinrichshütte, Weitisbergaer Mühle) ist deutlicher porphyrisch, reicher an Augit und titanhaltigem Magnetit; die Feldspatheinsprenglinge werden für Labrador gehalten. Die 4. Gruppe ist durch primären Hornblendegehalt ausgezeichnet und kommt nur spärlich vor (Östreich bei Wurzbach, Weitisbergaer Mühle). — Eine etwas abweichende Stellung nimmt Gümbel's Lamprophyr von Marlesreuth durch seinen Gehalt an Quarz und Titanit ein; der Glimmer ist Anomit (nach Pöhlmann); neben diesem ist braune Hornblende und grüner Augit vorhanden.

Im Erzgebirge sind Kersantite anscheinend recht verbreitet; so beschreibt sie Sauer in normaler Entwicklung aus der Gegend von Buchholz und Annaberg und von Kunau bei Kupferberg, Schalch von der Section Annaberg, Siegert und Schalch von Thalheim und zwischen Kemtau und Dittersdorf, Sect. Burkhardtsdorf. Wahrscheinlich gehören auch hierher die z. Th. augitfreien, aber uralitische Hornblende führenden, von Dalmer und Schalch beschriebenen Ganggesteine der Sectionen Schneeberg und Schwarzenberg und die Titanit neben Magnetit und Ilmenit führenden Ganggesteine der Section Johanngeorgenstadt, welche z. Th. auf Gangspalten aufstiegen, welche schon vorher von Quarzporphyr erfüllt waren*. Vielleicht ist hierher zu rechnen ein von Schröder als Glimmerdiorit beschriebenes Ganggestein aus dem Quittenbachthal, Section Zwota, welches aus Plagioklasleisten, braunem Biotit, lichtbräunlichem Augit und Magnetit mit Einsprenglingen von Hornblende und spärlichem Plagioklase besteht. Dieses Gestein, welches mechanisch aus Granitporphyr aufgenommene Quarzdihexaëder und Karlsbader Zwillinge von Orthoklas umschliesst, würde verknüpfend zwischen den Kersantiten und gewissen Plagioklas-Vogesiten (Spessartiten) stehen. — Kersantite der Gegend von Zschopau beschrieben Kalkowsky und Schalch und Sauer; dieselben sind durch ein gewisses Vicariiren von Hornblende und Biotit interessant, welches sie gleichfalls als Bindeglied zwischen Kersantite und Vogesite stellt. Ein Gang dieser Gesteine im körnigen Kalk von Griesbach ist sehr dicht am Contact und hat kugelige Structur angenommen.

Nach Sauer und Beck besteht der schon von Cotta auf seiner Karte der Umgebung von Tharand eingetragene Kersantitzug am Ausgange des Tiefen Grundes aus einer nur braune Hornblende

---

* Oder lägen hier etwa gemischte Gänge vor, wie sie S. 415 beschrieben wurden?

führenden Varietät, welche die Hauptmasse des Ganges bildet, und einer glimmerreichen Varietät, welche die Salbänder und schmalen Apophysen liefert.

Die Harzer Kersantite von Michaelstein, aus dem Bodethale und vom Oberharz wurden von Lossen, Max Koch und v. Groddeck beschrieben. Die beiden ersten Vorkommnisse sind durch die Mannichfaltigkeit ihrer Einschlüsse interessant, welche wesentlich dem Grundgebirge im Liegenden des Hercyns entstammen dürften.

Zu den Kersantiten gehört auch nach H. Thürach (bei v. Gümbel, Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb. Kassel 1891. S. 206) die sogenannte Wenneberg-Lava aus dem Ries bei Nördlingen, die einen Gang im Gneiss bildet und von Frickhinger als Basalt beschrieben wurde.

Im Odenwald kommt typischer Kersantit z. Th. in äusserst kryptomerer Ausbildung bei Mittershausen u. a. O. vor.

Im Spessart setzen zahlreiche Gänge von Kersantit im Quarzdiorit (sogenannten Hornblendegneiss) auf, welche von Gümbel, der ihre aus dem Tiefengestein aufgenommenen Feldspathe und Quarze am Stengerts bei Gailbach für normale Gemengtheile hielt, als eine Art Granitporphyr angesehen und Aschaffite genannt wurden. Chelius, Thürach, Bücking und Goller haben eingehende Studien über diese Vorkommnisse aus der Gegend von Soden, Keilberg, Dürrmorsbach, Findberg und Stengerts bei Gailbach geliefert. Nur die Gailbacher Gänge enthalten die Fremdlinge. Den Übergang aus der panidiomorphkörnigen Structur der Gangmitten in die holokrystallinporphyrische der Salbänder haben alle Beobachter wahrgenommen; ihre Anatasführung gab Thürach schon früher an. Die Gesteine sind z. Th. nicht arm an Orthoklas und Quarz-Feldspathaggregaten; am Stengerts werden sie nach dem Salband hin nicht nur porphyrisch, sondern sie nehmen auch Olivin (zu Pilit umgewandelt) auf. Der interessanteste Zug, den sie darbieten, ist ihre Verknüpfung mit gewissen Vogesittypen, welche von Bücking und Goller Camptonite genannt werden, aber mit dem eigentlichen Camptonit, wie Goller's Analyse und das Studium der Gesteine mich lehrten, nicht vereint werden können. Ein Gang zwischen Strassbessenbach und Waldmichelbach zeigt nach Goller geradezu den Übergang aus einem Typus in den andern. Die Gangmitte besteht aus Goller's Camptonit, das Salband aus Kersantit. Ähnliches findet sich in Handstücken, die ich am Stengerts sammelte.

Aus dem Riesengebirge beschrieb Liebisch das von G. Rose als Syenit bezeichnete Ganggestein aus dem Granitit von Buchwald als Kersantit und identificirte (?) damit ein Ganggestein von Sorgenfri, NW. Christiania in Norwegen. Als auffällig ist hervorzuheben die im auffallenden Lichte schwarze, im durchfallenden braune Farbe des Augits dieser Gesteine. — Ein typischer Kersantit ist das von Kalkowsky beschriebene Ganggestein aus dem Culm bei Altfriedersdorf in dem Eulengebirge und das von Dathe eingehend untersuchte Vorkommen aus dem Culm von Wüstewaltersdorf.

Im Gneiss des niederösterreichischen Waldviertels wies Becke den normalen Kersantit mehrfach nach; die Structur ist eine deutlich holokrystallin-porphyrische durch zwei Generationen von Feldspath, Biotit und Augit. Merkwürdig ist das Fehlen der Eisenerze als primärer Gemengtheile. Hierher gehören Vorkommnisse zwischen Harau und Els, von Schiltingeramt neben dem Bauernhof Aschauer, von Himberg und von Langenlois.

Aus dem Tonalit der Rieserferner beschreibt Becke einen Kersantit, der neben Biotit in zwei Generationen braunen Amphibol in gleicher Menge mit dem Biotit und weniger Augit als Einsprenglinge führt.

Macpherson beschreibt Biotit-Hornblende-Kersantit gangförmig aus Gabbro vom Cap Sines, südlich von Sado in Portugal.

Unter den von Bonney und Houghton beschriebenen Micatraps des Kendal- und Sedbergh-Districts im nördlichen England finden sich Kersantite in körniger und porphyrischer Ausbildung. — Ob hierher nicht auch ein Theil der von Michel-Lévy als porphyrites micacées beschriebenen Ganggesteine des Morvan gehören, bleibt zweifelhaft.

Stelzner untersuchte ein in den wohl mesozoischen Kalksteinen des Orescowitza-Thales im Banat gangförmig aufsetzendes minetteähnliches Gestein. Dasselbe enthält in holokrystalliner Grundmasse aus Feldspath, grünem Glimmer und Opacit Einsprenglinge von Glimmer, Hornblende, Plagioklas und sehr spärlich Apatit, Quarz und Pyrit.

Von den eigentlichen Kersantiten trennte Becke zuerst die **Pilit-Kersantite** oder, wie man sie im reconstruirten frischen Zustande nennen müsste, **Olivin-Kersantite**. Dann würde man damit auch solche ursprünglich idente Gesteine vereinigen können, in denen die Metasomatose des Olivins andere Wege einschlug. Die Olivinkersantite sind durchweg quarzfrei und auch dieses scheidet

sie von den normalen Kersantiten; indessen wurden bereits oben Vorkommnisse erwähnt, in denen neben vielleicht primärem Quarz auch accessorischer Olivin ursprünglich vorkam. Der Typus der Olivinkersantite ist im niederösterreichischen Waldviertel zu suchen; ihre Structur ist porphyrisch durch Wiederkehr der Biotit-, Augit- und Feldspathbildung. Die von Becke beschriebenen Vorkommnisse finden sich in der Umgebung von Els, an der Strasse zwischen Steinegg und St. Leonhard, bei den Kalksteinbrüchen von Marbach am linken Abhang des Kremsthals, zwischen Els und St. Johann, zwischen Gillau und Harau, im Reislingbach zwischen Gföhl und Krumau und bei Spitz an der Donau.

Einen Pilit-Kersantit beschrieb auch H. v. Foullon als Gang im Granulit in dem tiefen Einschnitt der Iglava, W. v. Trebitsch in Mähren. Das Gestein ist glimmerarm und augitreich, der Glimmer vollkommen in Chlorit umgewandelt, welchem randlich oft Amphibolfasern beigemengt sind.

Auch das Gestein von Twedestrand, aus welchem die bekannten Sonnensteine abzustammen scheinen, ist ein glimmerarmer und augitreicher Olivinkersantit. Sollten die Sonnensteinmassen nicht auch fremde Einschlüsse sein?

Auch in manchen der oben angeführten Kersantite findet sich Olivin in seinen verschiedenen Pseudomorphosen in grösserer oder geringerer Verbreitung.

Auch das von Mügge mikroskopisch beschriebene, von Pichler im Carbon des Steinacher Jochs in Tyrol aufgefundene und als quarzfreier Glimmerporphyrit bezeichnete Gestein dürfte zu den Kersantiten zu stellen sein. Ungewöhnlich ist das Vorherrschen der feldspathigen Gemengtheile (Labrador und Orthoklas), das Zurücktreten des dunkelbraunen Glimmers, der sich gern in unregelmässigen Blättchen an das reichliche Titaneisen ansetzt, das Herrschen des hellrosarothen bis farblosen Augits — Eigenschaften, die sich auch in manchen dichten Vogesenkersantiten (Urbach) z. Th. wiederfinden.

Weinschenk beschreibt ein, in seinem Mineralbestande und seiner Structur stark verändertes lamprophyrisches Ganggestein aus dem oberen Legbachthale, einem Seitenthale des Habachthals. Er stellte es zu den Kersantiten und beobachtete an einzelnen Stellen des Salbandes eine etwa 1 cm breite Contactzone in dem durchbrochenen quarz- und feldspathführenden Glimmerschiefer. Die Beschreibung derselben und ihres Bestandes deutet mehr auf

eine Imprägnation, als auf eigentliche Contactbildung. Die Structur des Gesteins in seinem heutigen Zustande erinnert nach Weinschenk an diejenige der Malchite.

Einige Bemerkungen über Contactwirkungen der Minetten und Kersantite in Thonschiefern und Kalken finden sich bei Pöhlmann (l. c. pag. 101), Gümbel (Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges, pag. 193), v. Groddeck (l. c. pag. 94), Loretz (l. c.) und Pirsson (l. c.). Danach sind die Contacterscheinungen verwandt mit denen, wie sie an Tiefengesteinen vorkommen, aber von unvergleichlich geringerer Intensität.

Liebe und Zimmermann fanden, dass der oben erwähnte, stockförmig erweiterte Minettegang stark metamorphosirend auf die umgebenden und aufliegenden Culmschiefer gewirkt habe, während die schmalen Gänge keine Einwirkung auf das Nebengestein erkennen lassen.

Eine kurze Strecke unter dem Col de Bussang in den Südvogesen auf der deutschen Seite durchbricht ein Minettegang die pflanzenführenden Culmschiefer und hat in denselben bis centimetergrosse Blätter eines Kaliglimmers zur Ausscheidung gebracht. — Vélain giebt an, dass in der Nähe der Minette-Gänge im Kalkbruch bei Schirmeck im Breuschthal der Kalkstein Granat in der Form des Rhombendodekaëders führe. Auch die Dolomitisirung des Kalksteins bringt er in Beziehung zu den Minette-Gängen.

Alle Lamprophyre enthalten gern Einschlüsse der durchbrochenen Gesteine. Von besonderer Wichtigkeit ist die Beobachtung von Liebe und Zimmermann, dass die thüringischen Kersantite oft Graniteinschlüsse führen, auch da, wo dieses Tiefengestein nicht ansteht. Die Veränderungen, welche solche Einschlüsse erfahren haben, werden von diesen Autoren eingehend an dem Vorkommen des Bärenstein bei Lehesten beschrieben. Sie entsprechen den Einwirkungen, wie die gleichen Einschlüsse sie in basischen Ergussgesteinen erfahren, z. B. in den Basalten.

In gewissen ihrer Glieder ist mit den Kersantiten nahe verwandt die eigenthümliche, von Sauer und Schröder beschriebene, durch ihren Einschlussreichthum an granitischem Material bekannte Gruppe von Ganggesteinen, welche bei Tannenbergsthal den Phyllit und den Eibenstocker Turmalingranit durchsetzt. Diese Gesteine werden wesentlich aufgebaut aus Labrador in kleinen

Leisten und grossen Einsprenglingen, Biotit, Augit oder Hornblende, Titan- und Magneteisen, Apatit, Pyrit und Neubildungen von Chlorit, Calcit, Epidot u. s. w. Olivin erscheint mehr oder minder reichlich in den augitreichen Abarten. Je nachdem nun Augit, Biotit oder Hornblende in diesen Gesteinen herrschen, entwickeln sich labradorporphyrit-, kersantit- oder dioritporphyritähnliche Varietäten, welche durch alle möglichen Übergänge mit einander verbunden sind. Alle diese Gesteine sind an der Berührung mit dem durchbrochenen Granit oft auf das allerinnigste mit demselben verflochten, durchschwärmen denselben bis auf 20 cm vom Contact in zahllosen feinsten Äderchen und umhüllen Theile des Granits vollständig. Derartige abgetrennte Theile des Granitgesteins, weit häufiger aber Gemengtheile desselben (rothgebrannter Orthoklas und Quarz; Glimmer scheint umgeschmolzen worden zu sein) erfüllen das Ganggestein local in überraschender Menge. In der älteren Literatur wurden diese Einschlüsse für Einsprenglinge gehalten und das Gestein als Dioritporphyr aufgeführt. G. vom Rath (Z. D. G. G. 1865. XVII. 399) erkannte deutlich und beschrieb meisterhaft die Natur dieser Einschlüsse, stellte das Ganggestein jedoch zu den Basalten, während Kalkowsky (L. J. 1876. 156) die Einschlussnatur des Orthoklas und Quarz läugnete und das Gestein zu den Diabasporphyriten stellte. Die Untersuchungen der genannten sächsischen Geologen thaten dar, dass diese Gesteine in einer holokrystallinen, ganz vorwiegend aus Plagioklas bestehenden, mit Magnetit und Eisenglanz durchsprenkelten, stets biotitführenden, local auch augitreichen und olivinhaltigen Grundmasse grosse Einsprenglinge von Labrador und Augit, spärlicher von Olivin und Magnetit, vereinzelt von Hornblende führen. Die Menge der Einsprenglinge schwankt sehr, sie fehlen gelegentlich ganz. — Tritt nun der Augit, welcher nicht den Habitus der lamprophyrischen, sondern der Diabasaugite hat, zurück, so nimmt die Menge des braunen Glimmers in gleichem Maasse zu und das Gestein ähnelt den Kersantiten; dabei bleibt die Structur ungeändert. Die hornblendereichen Varietäten, welche in drei Gängen von geringer Mächtigkeit am Neuberger Schlossteich aufsetzen, zeigen durch ihren Reichthum an braunem basaltischem Amphibol, das Zurücktreten des Augits, die wechselnde Beimischung des Biotits eine gewisse Ähnlichkeit mit den Spessartiten.

Ganggesteine dieses Typus haben eine weite Verbreitung auch in der Lausitz und andern alten Gebirgen und sind näher ver-

wandt, als es scheint, mit den Proterobasen. — Nach meiner Auffassung würde ich hierher auch stellen eine zuletzt von Bücking beschriebene und von ihm für dyadisch gehaltene Ganggesteinsreihe aus der Gegend von Schmalkalden und Brotterode in Thüringen. Er nennt sie Gangmelaphyre, sie setzen wesentlich im Gebiet des Glimmergneiss auf. Sie haben z. Th. die Structur und Zusammensetzung der Palatinite, d. h. also eine diabasähnliche, und führen neben bräunlichem Augit auch einen farblosen, der sich gern in Serpentin umwandelt, während der erste zu Uralit wird. Dann aber nehmen diese Gesteine auch Quarz, braunen Biotit und braune Hornblende auf, während der Augit vollständig zurücktritt. Auch werden sie sehr feinkörnig und dicht, ja sie nehmen wohl auch eine Glasbasis auf und schwanken so zwischen den Typen der Diabase, Melaphyre und Lamprophyre. Lossen nannte sie Hysterobase.

Ich bemerke hierzu, dass sich von den Camptoniten der Hudson River Highlands in New York, von New Jersey, Maine und Vermont ebenfalls eine Reihe diabasähnlicher Typen abtrennt, die gewissermaassen die Verbindung zwischen den beiden, in ihrer Normalentwicklung so grundverschiedenen lamprophyrischen Familien herstellt.

Die Vogesit-Odinit-Reihe.

Die Lamprophyre vom Vogesittypus unterscheiden sich von den Minetten und Kersantiten meistens durch das absolute Fehlen oder durch das nur spurenweise Vorhandensein von Biotit. Die Stelle desselben wird eingenommen entweder von einem Amphibol oder von Pyroxen, beziehungsweise von Repräsentanten beider Mineralfamilien. Diese farbigen Gemengtheile sind gern in zwei Generationen ausgebildet und die ältere intratellurische Generation ist oft schon mit blossem Auge in schlanken (meistens Hornblende) oder mehr gedrungenen (Augit-) Säulen zu erkennen. Wie bei den Minetten und Kersantiten giebt es eine Gruppe, in welcher der Feldspath herrschend ein Alkalifeldspath ist, die Vogesite, und eine Gruppe, in welcher er ausschliesslich oder doch vorherrschend zum Kalknatronfeldspath gehört. Diese zweite Gruppe zerlegt sich in zwei Typen, die Spessartite und die Odinite.

Die **Vogesite** können nach dem neben Alkalifeldspath herrschenden farbigen Gemengtheil in **Amphibol-** und **Augit-Vogesite** unterschieden werden. Es sind im frischen Zustande dichte grünlichgraue bis schwarze Gesteine von oft fast basaltischem Habitus,

in denen schon das blosse Auge oder die Loupe lange schmale Hornblendesäulchen und kurze prismatische Augitkrystalle, sehr selten Biotit wahrnimmt. Sie verwittern röthlichbraun bis rostroth oder seltener grau. Als Typen betrachte ich die in der Umgebung von Hohwald und Forsthaus Welschbruch im Granitit und Steiger Schiefer der Vogesen aufsetzenden schmalen Gänge. Unter dem Mikroskop gesellen sich zu der leicht schmelzbaren, braun durchsichtigen Hornblende als ältere Ausscheidungen zahlreiche Apatitnadeln, grüner in Chlorit und Epidot oder Calcit sich umsetzender Augit, Magnetit und Eisenglimmer. Der Augit ist in manchen Gängen zu Uralit umgewandelt. Accessorisch findet sich Olivin in z. Th. vorgeschrittenster Serpentinisirung, oder zu Talk umgewandelt oder auch in Pilit-Pseudomorphosen. Der Feldspath ist durchaus analog demjenigen der Minetten, hie und da jedoch in Form grösserer, aber unregelmässig begrenzter Felder ausgebildet. Schalch giebt Mikroklin aus zwei glimmerhaltigen Vogesiten zwischen Wolkenstein und Wiegenbad und aus dem Pressnitzthal unfern Streckewalde im Erzgebirge an. Sphärolithische Aggregationen sind häufig, sobald die Feldspathe länger leistenförmig werden. Auch hier herrscht entschieden der ungestreifte Feldspath stark vor, doch ist meistens ein gestreifter mit sehr geringer Auslöschungsschiefe nachweisbar und nimmt oft so zu, dass Übergänge in die Spessartite stattfinden. — Apatit findet sich reichlich, wie in den Minetten und Kersantiten. Die Structur ist in demselben Gange bald panidiomorphkörnig, bald porphyrisch durch Wiederholung der Hornblende- oder Augitbildung. Wasserhelles Gesteinsglas wurde nur in einem Gange (Grosses Rohrbachthal oberhalb Hohwald) in geringer Menge beobachtet. Einschlüsse von Quarz sind ähnlich wie bei den Minetten nicht selten; sonst ist Quarz nur spärlich vorhanden.

Da die relativen Mengen von Hornblende und Augit sehr stark wechseln, so ist hier von einer strengen Scheidung von Amphibol- und Augit-Vogesiten abgesehen. Dem reinsten Typus der Amphibol-Vogesite aus der Umgebung von Hohwald steht ein Vorkommen von Kelberg bei Passau gleichwerthig und bis zur Verwechslung ähnlich zur Seite, während der den Vogesen fehlende frische Typus der Augit-Vogesite mir durch die Güte des Herrn Bauer in S. Paulo von der Serra do Hilario (mit etwas accessorischem Biotit) bekannt wurde.

Stelzner besprach zwei Ganggesteine aus dem Gneiss des Weisseritzthales, das eine unterhalb Edle Krone, das andere

zwischen der Rabenauer Mühle und Cossmannsdorf, die wohl zum Vogesit zu rechnen sind. Das erste besteht aus einer körnigen Grundmasse von Orthoklas, Plagioklas und Hornblende in langen Prismen. Die letztere ist oft verzwillingt und meist in Perimorphosen entwickelt, wobei Feldspath die eingeschlossene Substanz bildet. Als Einsprenglinge von geringen Grössenunterschieden gegenüber den Gemengtheilen der Grundmasse werden Orthoklas, Hornblende und Pyrit genannt; accessorisch Quarz, Titanit, Apatit, secundär Calcit. Das zweite Gestein ist körnig, seine Hornblende grün; Titanit wird nicht genannt, Biotit findet sich accessorisch. — Nach Sauer und Beck ist das Gestein vom linken Weisseritz-Ufer in der Mitte grobkörnig, am Salband dicht und biotitreicher. Die braune Hornblende ist, wie auch an andern Orten, oft tiefer gefärbt im Centrum, als am Rande der Prismen. Die Grundmasse wäre nicht idiomorph und enthält stellenweise granophyrische Quarzfeldspath-Aggregate, was denn doch auf idiomorphe Gestaltung der Grundmasse-Gemengtheile schliessen lässt. — Glimmerführende Augitvogesite treten auf Blatt Tharand am linken Gehänge des Rabenauer Grundes auf.

Im Erzgebirge werden Vogesite beschrieben von Sauer (Südabhang des Hassberges, Sect. Kupferberg) und von Schalch (Ehrenfriedersdorf) und beide genannte Autoren erwähnen sie aus Glimmerschiefer von Section Zschopau. Nach den Angaben von Schalch und Kalkowsky sind Zwischenformen zwischen Vogesit und Kersantit in der Umgebung von Schönfeld, Ehrenfriedersdorf und Diebach verbreitet; die Gesteine enthalten gleichfalls Einschlüsse von Quarz mit Amphibolkränzen. Ebenso treten nach Schalch auf Section Marienberg mehrfach Zwischenformen zwischen Vogesit einerseits, Minette und Kersantit andererseits auf. — Beck beschreibt Augitvogesite aus dem Gneiss von Blatt Nassau. Sie sind jünger als die Quarzporphyre des Gebietes. — Vater giebt ihn an auf Blatt Grossenhain. — Zu den Amphibolvogesiten gehören auch nach Hibsch die Lamprophyrgänge im Elbthal-Granitit nördlich von Tetschen. Die Hornblende wird local von Biotit begleitet, ja ersetzt. Augit fehlt. Calcit, Epidot und Quarz sind wie allenthalben secundär. Die Structur ist nicht porphyrisch.

Im Odenwald treten nach Chelius Amphibolvogesite an der Südseite des Lucibergs und der Orbishöhe bei Zwingenberg, augitreiche Vogesite mit Amphibol an der Schäfersmühle bei Kirschhausen, östlich von Heppenheim, auf. Am Waldrande westlich

Mittershausen und in losen Blöcken in der Umgebung dieses Ortes findet sich Amphibolvogesit mit zwei Generationen Amphibol und Augit, mit Pseudomorphosen von Talk nach Olivin und mit sehr wechselndem Gehalt an gestreiftem und ungestreiftem Feldspath, so dass sie die Verbindung mit den Spessartiten herstellen. — Normalen Vogesit als Einschluss in Granitporphyr vom Schlossberg Niedermodau lernte ich durch Chelius kennen.

Liebisch beschrieb Vogesite von normaler Zusammensetzung aus den krystallinischen Schiefern Schlesiens vom Waschberge bei Droschkau, vom Chausséehaus zu Follmersdorf, von Werdeck und vom Gichtberge bei Reichenstein. Es sind holokrystalline Gemenge von Hornblende, Augit, Orthoklas und sparsamem Quarz, die Hornblende in zwei Generationen, wie es scheint, wobei die älteren und grösseren Krystalle, wie so oft in diesen Gesteinen, zonare Structur besitzen.

Zu den Vogesiten scheint auch das Gestein zu gehören, welches K. Küch in seinen Beiträgen zur Petrographie des westafrikanischen Schiefergebirges (T. M. P. M. 1884. VI. S. 131) als Orthoklas-Pyroxen-Amphibolgestein beschreibt und welches „regellos liegende schwarze Blöcke in einem trockenen Rinnsal aus Gneiss" bildet.

C. Viola und G. de Stefani beschrieben als Garganit ein Ganggestein, welches an der Punta delle Pietre Nere, unfern des Sees von Lesina, Prov. Foggia, die Raibler Schichten durchbricht. Die Gangmitte hat die Zusammensetzung eines Augit-Amphibol-Vogesit, die Salbänder bestehen aus Biotit- und Hornblende-reichem Olivin-Kersantit, der unmittelbar an der Ganggrenze auch noch die Hornblende verliert. Das Gestein ist vielleicht verwandt mit dem „Augitdiorit" des Scoglio Pomo und von Brusnik an der dalmatinischen Küste.

Die **Spessartite** verhalten sich zu den Vogesiten genau so, wie die Kersantite zu den Minetten, d. h. an die Stelle des herrschenden ungestreiften Feldspaths tritt ein gestreifter Kalknatronfeldspath, bei panidiomorphkörniger Ausbildung in mehr isometrischen Individuen mit offenbar kalkreicheren Kernen, bei porphyrischer Structur in dünnen Tafeln, also schmal leistenförmigen Durchschnitten und in roh radialen Gruppen. Ungestreifter Feldspath pflegt nicht ganz zu fehlen; auch Mikroperthit wurde vereinzelt beobachtet (Stengerts). — Die Hornblende ist dieselbe, wie in den Vogesiten; braungelb bis grünlichbraun mit $c : c = 12^0$ etwa

und c grünlichbraun bis röthlichbraun, b röthlichbraun, a grünlichgelb. Die Säulchen sind scharf idiomorph mit (110) (010) ($\bar{1}11$) (001), oft verzwillingt nach (100). Die Nädelchen der zweiten Generation sinken zu sehr mikroskopischen Dimensionen herab. — Der Augit ist fast farbloser Diopsid, idiomorph, bisweilen Fetzen von brauner Hornblende umschliessend, bald in einer, bald in zwei Generationen vorhanden. — Olivin ist accessorisch und zeigt die gleiche Umbildung in Talk und Pilit, wie bei den Kersantiten; ebenso wiederholt sich hier die Uralitisirung des Augits.

Die Structur ist bald panidiomorphkörnig, bald holokrystallinporphyrisch, genau wie in den Vogesiten. — Fluidale Anordnung der Gemengtheile ist recht verbreitet. — Granophyrische Quarz-Feldspathaggregate sind bei panidiomorphkörniger Ausbildung nicht allzu selten; auch Quarz ist wohl in kleinen Mengen da. Beide fehlen gemeiniglich den deutlich porphyrischen Abarten.

Breñosa beschreibt unter dem Namen Mikrodiorit einige Ganggesteine aus dem Gneiss der Gegend von S. Ildefonso, welche ihrer mineralogischen Zusammensetzung nach wohl zu den Spessartiten gehören könnten. Doch stimmen die Angaben über die Structur dieser Gesteine nicht recht auf Lamprophyre.

Schwerdt beschreibt Lamprophyrgesteine der Kersantitfamilie, z. Th. mit mehr Hornblende als Biotit, aber stets mit Augit, gelegentlich auch mit accessorischem Titanit, z. Th. von normalem Kersantitbestande aus den Provinzen Shantung und Liautung in China. In einem Gestein von Lung-wang-schan beginnt die Uralitisirung des Augit theilweise im Centrum. — Ein als Geschiebe im Pa-tau-hó gefundenes Gestein scheint den Spessartiten, an welche auch manche der andern anklingen, recht nahe zu stehen. Die braune Hornblende derselben wird von (110) und (010) so begrenzt, dass die Querschnitte regelmässig hexagonal erscheinen. Alle diese Gesteine bilden Gänge in Gneiss, Granit, Hornblendeschiefer und schwarzem Quarzit.

Die hier als Spessartit bezeichneten Gesteine sind die Hornblende-Kersantite oder Camptonite Bücking's und Goller's aus dem Vorspessart. Es giebt augitfreie und augithaltige Spessartite. — In Übergängen zu den Vogesiten kommen sie auch in der Umgebung von Hohwald und bei Mittershausen vor, wie oben erwähnt wurde. — Übergänge in Kersantite sind nicht selten durch Aufnahme von Biotit.

Die Spessartite mussten von den Camptoniten getrennt werden,

weil sie eine andere geologische Stellung und Verwandtschaft, eine andere chemische Zusammensetzung und auch eine andere mineralogische Zusammensetzung haben, als jene.

Zu den Spessartiten im weiteren Sinne wäre auch ein von Andreae als Hornblende-Kersantit beschriebenes Ganggestein aus dem sogenannten Gneiss von Albersweiler zu stellen. Es besteht aus einem panidiomorphkörnigen Gemenge von Plagioklasleisten mit zonar wechselnder Zusammensetzung, aus grüner Hornblende, etwas primärem Quarz, viel Apatit, Magnetit und etwas Hämatit. Das Gestein braust nicht mit Salzsäure, und es liegt durchaus kein Anlass vor, anzunehmen, die grüne Hornblende sei etwa durch einen Umwandlungsvorgang aus braunem Amphibol oder gar aus Pyroxen entstanden.

Obschon die Vogesite und Spessartite deutlich die Charaktere der Lamprophyre haben, lässt sich doch andererseits nicht verkennen, dass manche Eigenthümlichkeiten in der Structur, wie auch das Vorkommen von gelegentlichen Feldspatheinsprenglingen sie dem aplitischen Typus der Malchite und Tinguäite nähern.

Als **Odinit** beschreibt Chelius porphyrische und sehr dichte Ganggesteine, welche im Gabbro und seinem Dioritmantel am Frankenstein aufsetzen. Als spärliche und sehr kleine Einsprenglinge treten Individuen von blassgrünem bis farblosem, oft uralitisch umgewandeltem Augit und dünne Plagioklastäfelchen auf. Die Augite sind vollkommen idiomorph und oft durch Zwillingsverwachsungen knäuelartig gruppirt. Die Grundmasse besteht aus kleinsten Plagioklasleisten und einem Filz von blassgrünlichen, wirr durcheinander liegenden Hornblendenädelchen. — Breitere Gänge haben gröberkörnige Centren und ähneln dann sehr den Luciiten, indem sie die porphyrische Structur verlieren.

Im Granitit der Tromm im oberen Weschnitzthale treten südlich vom Bache ähnliche Gesteine auf, die aber auch Biotit in hexagonalen Tafeln führen. Druckwirkungen haben Parallelstructur in ihnen erzeugt.

Nördlich der Weschnitz, bei dem Dorfe gleichen Namens, am Rande des Osternthals, bei Reichelsheim und Brensbach, stehen verwandte Gesteine an, die sich durch Quarzgehalt, oft mangelnden Pyroxen und andere Eigenschaften den Minetten und Kersantiten nähern.

Ich hätte etwa hinzuzufügen, dass die Odinite oft vollkommen frei, immer sehr arm an Eisenerzen sind, dass der Feldspath der

Grundmasse nicht selten ungestreift und isometrisch ausgebildet ist (Weschnitz, Burg Frankenstein), dass hie und da auch grünlichbraune Hornblende Einsprenglinge bildet (Burg Frankenstein), dass auch die Hornblendenädelchen der Grundmasse bräunliche Farbe annehmen können (Burg Frankenstein), dass bei der Uralitisirung der Augiteinsprenglinge reichlich Epidot sich ausscheidet, dass die Plagioklaseinsprenglinge sich als Labrador erwiesen, wo sie frisch genug waren für eine genauere Bestimmung, und dass manche Strahlsteinaggregate mehr auf Olivin, als Augit als Muttermineral hinwiesen.

v. Camerlander beschreibt einen unverkennbaren Odinit von der Gemeindemühle von Prachatitz am Ostrande des Böhmerwaldes. In einem Grundmassefilz von spiessigen, hellen bis lichtgrünlichen Hornblendenädelchen mit etwas Epidot, schlecht erkennbarem Feldspath, etwas Quarz und Magnetit liegen Einsprenglinge von lichtbräunlichen Hornblendenadeln und spärlicher Feldspath. Dies ist genau die Beschreibung eines Ganges von Burg Frankenstein im Odenwald.

A. Rosiwal (Petrogr. Notizen über Eruptivgesteine aus dem Tejřovicer Cambrium. Verhandl. k. k. geol. R. 1874. 211 und 322) beschreibt als Diabas-Diorit ein Gestein, welches er mit Nadeldiorit Gümbel's und Teschenit vergleicht. Mir scheint nach den Angaben Rosiwal's eine Ähnlichkeit mit Odinit vorzuliegen.

Es muss hervorgehoben werden, dass manche Salbänder von Malchit, wie oben beschrieben, die Zusammensetzung des Odinits haben.

Die Camptonit-Alnöit-Reihe

umfasst Gesteine von angenähert basaltischem Habitus, die daher auch zum grossen Theile früher zu den Basalten, Tephriten und verwandten Gruppen gestellt wurden. Sie werden äusserlich charakterisirt durch grauschwarze bis schwarze Farbe mit einer bei beginnender Verwitterung entstehenden dünnen Rinde von thonigem Limonit, mehr feinkörniges als dichtes Gefüge bei holokrystalliner und körniger Entwicklung, grosser Neigung zu hypokrystalliner Ausbildung bei porphyrischer Structur, hohes Eigengewicht, leichte Angreifbarkeit durch Säuren und beträchtliche Ausscheidung von Kalkcarbonaten bei Verwitterung. — Einsprenglinge fehlen ganz oder bestehen, wenn vorhanden, aus Mineralien der Biotit-, Amphibol- und Pyroxenfamilie; solche von Feldspath oder andern farblosen Mineralien sind sehr selten und z. Th. sicher Fremdlinge.

Alle Gesteine vom Camptonittypus gehören als Ganggefolge zu den foyaitischen und theralitischen Tiefengesteinen und verhalten sich zu Bostoniten, Tinguäiten u. s. w., wie die Minetten, Kersantite, Vogesite u. s. w. zu den Apliten. Wie alle Lamprophyre sind auch die Camptonite durch starke Betheiligung der Al-freien Kerne an der chemischen Zusammensetzung und in Folge davon durch Vorherrschen der Mg- und Fe-haltigen, farbigen Gemengtheile mineralogisch charakterisirt. Sie stehen nach ihrem chemischen und Mineralbestande den basischen Ausscheidungen in den Elaeolithsyeniten, den Essexiten und Theraliten sehr nahe.

Die Selbständigkeit dieses Gesteinstypus wurde in der 2. Aufl. dieses Buches erwiesen an gewissen Vorkommnissen, die zuerst von G. W. Hawes in seiner Mineralogy and Lithology of New Hampshire. Concord 1878. pg. 160 sqq. unter dem Namen basic diorites und porphyritic diorites beschrieben wurden. Sie treten zusammen mit Bostonit gangförmig im Glimmerschiefer der Livermore Falls des Pemigewasset in Campton, unfern Plymouth, am Profile House, Franconia, Dixville Notch u. s. w. auf und sind in Glacialgeschieben über ganz New Hampshire verbreitet. Trotz einer gewissen Mannichfaltigkeit in der mineralogischen Ausbildung, welche Hawes veranlasste, die Gesteine z. Th. mit verschiedenen Namen zu belegen (Amer. Journ. 1879. XVII. 147 sqq.), sind dieselben chemisch und structurell so nahe verwandt, dass eine Zerreissung der Gruppe unthunlich erscheint. Ich nannte sie daher zusammenfassend **Camptonite** und erschloss ihre Zugehörigkeit zu den foyaitischen Gesteinen aus ihrer chemischen Constitution und ihrer Vergesellschaftung mit Bostoniten. Diese Auffassung ist durch den Nachweis der weiten Verbreitung dieser Gruppe in Verbindung mit Tiefengesteinen der foyaitischen und theralitischen Magmen bestätigt worden. — Harrington hatte schon früher Gesteine von Montreal beschrieben, die zum Camptonit gehören.

Die Camptonite der genannten Localitäten sind holokrystalline Gesteine, in denen allerdings eine gelegentliche Andeutung von Mandelsteinstructur nach Übergängen in glasführende Glieder hinweist. Die Hauptgemengtheile sind ein an Alkalien und Sesquioxyden reicher, tiefbraun gefärbter Amphibol mit etwas Biotit, ein an Ti reicher, mehr oder weniger deutlich violett gefärbter Augit und Plagioklas nebst accessorischem und oft fehlendem Olivin. Amphibol und Pyroxen erscheinen in sehr wechselnder Menge; in manchen Vorkommnissen gewinnt der Pyroxen die Vorherrschaft und

verdrängt sogar den Amphibol fast vollständig. Solche Gesteine nannte HAWES Diabase und Olivindiabase. Sie verhalten sich zu dem normalen Camptonit ebenso, wie die oben (S. 527 ff.) beschriebenen augitreichen Ganggesteine des Erzgebirges, der Lausitz und Thüringens zu den normalen Kersantiten.

Alle Camptonite haben entweder panidiomorphkörnige oder porphyrische Structur und diese ist dann bedingt durch die Wiederkehr der Amphibol-, Biotit- und Pyroxenbildung in der Grundmasse. Ganz besonders die Wiederkehr der Amphibolbildung ist das Charakteristische und Distinctive gegenüber gewissen Ergussgesteinen von ähnlicher Zusammensetzung.

Im Jahre 1890 beschrieb ich zusammen mit M. HUNTER ein camptonitisches Ganggestein, welches in dem Staate Rio de Janeiro zusammen mit den Elaeolithsyeniten am Cabo Frio, an der Serra de Tinguá, an der Grenze von Minas und ohne sichtbare Beziehung zu diesen an dem Sta. Cruz-Zweige der Bahn D. Pedro II. bei Rio auftritt und nannte es, nach Vorkommnissen aus dem Foyait der Serra de Monchique, die bereits von VAN WERVEKE (L. J. 1880. II. 177—186) beschrieben waren, **Monchiquit***. Der Monchiquit

* Es wurde hiermit nur eine Andeutung ausgeführt, welche sich in der 2. Auflage dieses Buches vom Jahre 1887 auf S. 767 in dem Abschnitt über Tephrite mit folgenden Worten findet: „Einen eigenartigen, weit verbreiteten Typus stellt ein von BOŘICKY zu seinen Trachybasalten gezähltes Gestein von Topkowitz dar. In einer an braunen Amphibolmikrolithen reichen, aus Plagioklas und Nephelin in sehr wechselnden Mengen aufgebauten, nur spärlich grünen Augit enthaltenden Grundmasse liegen neben Apatit und Magnetit grössere Einsprenglinge von pleochroitischem rothem oder violettem Augit und von Plagioklas. Daneben können Hornblende-Einsprenglinge vorkommen oder fehlen. Der Nephelingehalt sinkt gelegentlich auf Null, so dass man Gesteine, wie den Basalt von Sprendlingen, hiermit vergleichen kann. Statt Nephelin und Plagioklas, welcher stets sehr basisch ist, kann eine farblose Basis eintreten. Nach Structur und chemischer Zusammensetzung sind diese z. Th. auch olivinführenden Gesteine auffallend ähnlich den Camptoniten der Lamprophyr-Reihe. Wenn schon die Tephrite geologisch immer an die Gesellschaft von andern Nephelin- und Leucitgesteinen, nicht eigentlich an Basalte gebunden erscheinen, so ist dieses für den genannten Typus ganz besonders der Fall. Sie finden sich ausser in Böhmen auch am Kaiserstuhl (Scheibenberg bei Sasbach, Sponeck, Neunlinden, Abhang der Katharinenkapelle gegen Kichlingsbergen mit etwas Leucit, Rinderweg zwischen Oberbergen und Kichlingsbergen glashaltig und gelegentlich mit etwas Leucit), in Canada, in der Serra de Monchique (Picota), in Brasilien u. a. O. Gewiss nicht zufällig ist die oft direct zu beobachtende Abhängigkeit von Elaeolithsyenit-Massiven. Dass diese in der Tiefe vorhanden sein werden, wo sie oberflächlich nicht sichtbar sind, geht aus mancherlei Einschlüssen dieser Gesteine

ist von dem Camptonit wesentlich dadurch verschieden, dass er stets eine mehr oder weniger reichliche Glasbasis führt. Sonst ist seine geologische Valenz, seine chemische und mineralogische Zusammensetzung die gleiche, wie die des Camptonit.

Auch der Monchiquit ist seither in zahlreichen Vorkommnissen in der Begleitung von Elaeolithsyeniten nachgewiesen worden und es hat sich an vielen Punkten gezeigt, dass Camptonit und Monchiquit durch alle denkbaren Zwischenformen verknüpft sind. Diese beiden Gesteine sollen daher auch hier zusammen beschrieben werden.

Die Einsprenglinge von Biotit, Amphibol, Pyroxen und Olivin pflegen grösser zu sein in den holokrystallinen Camptoniten, als in den hypokrystallinen Monchiquiten. Als sonstige intratellurische Gebilde sind Magnetit, beziehungsweise titanhaltiger Magnetit oder Ilmenit und Apatit zu erwähnen.

Der Biotit ist idiomorph, dunkelrothbraun im durchfallenden Lichte für die nach c und b schwingenden Strahlen bei etwas verschiedener Tiefe der Farben, hellgelb bis fast farblos für die nach a schwingenden mit $c > b > a$; er ist optisch einaxig oder doch sehr nahezu so und hat gelegentlich tiefere Farben an der Peripherie als im Centrum. — Magmatische Resorptionen sind nicht selten.

Der Amphibol ist durchaus idiomorph als Einsprengling und in der Grundmasse. Er gehört nach seinem optischen Verhalten und seiner chemischen Zusammensetzung zum Barkevikit. Die Begrenzung wird gegeben durch ∞P (110) und ∞P∞ (010), ziemlich im Gleichgewicht, selten noch mit kleinen ∞P∞ (100); terminal wurde nur P ($\bar{1}11$) beobachtet. Zwillingsbildung nach (100) ist verbreitet. Die Spaltung nach (110) ist sehr vollkommen. Die Auslöschungsschiefe beträgt auf Spaltblättchen nach dem Prisma 8—10° und c : c auf Schnitten nach (010) höchstens 12° im spitzen Winkel β. Der Pleochroismus ist $c = b$ tiefdunkelbraun, a gelb. — Der Kern der Krystalle ist oft dunkler als die äussere Schale und grenzt sich dann gegen diese nicht krystallographisch, sondern unregelmässig ab, so dass also das Wachsthum durch eine Zeit der chemischen Resorption unterbrochen wurde. Diese Resorption kann eine vollkommene werden, dann besteht das Centrum der Krystalle aus

---

hervor. Diese Gesteine scheinen Glieder einer einheitlichen geologischen Gang- und Deckenformation zu sein, welche Phonolithe, Tephrite, Nephelingesteine, Leucitgesteine und Limburgite in allen denkbaren Übergängen umschliesst, und deren gesetzmässige Beziehungen erst allmählig zu Tage treten."

einem glasdurchtränkten Aggregat von Magnetit und Augit in den Monchiquiten, aus einem Gewirr von Feldspath, Augit u. s. w. in den Camptoniten. — Der braune Barkevikit hat mehrfach einen sehr schmalen Saum einer schwach doppelbrechenden Amphibolart, in welcher nahe an c die Elasticitätsaxe c liegt. — Parallelverwachsung mit Pyroxen ist recht verbreitet, dann haben beide Mineralien die Symmetrie-Ebene und die Axe c gemein. Die Verwachsungsfläche ist unregelmässig und geht oft quer, ja geradezu senkrecht gegen die Spaltrisse.

Der Pyroxen ist ebenfalls idiomorph als Einsprengling und in der Grundmasse. In der Prismenzone sind entweder die acht Flächen angenähert gleich gross oder das Orthopinakoid herrscht stark vor, terminal tritt stets s ($\bar{1}11$) auf. Zwillinge nach (100) sind häufig. Die Einsprenglinge sind gewöhnlich kurz prismatisch. Die Individuen der Grundmasse schlanker. Spaltung geht nur nach dem Prisma, nach diesem aber vollkommen. Der Pyroxen gehört zum alkalihaltigen Titanaugit und ist röthlichviolett durchsichtig; nur im Centrum findet sich bisweilen ein fast farbloser, selten grünlicher Kern. Zonarstructur und Sanduhr-ähnliche Bildung ist allgemein verbreitet. Die Auslöschungsschiefe ist wegen der starken Bissectricendispersion nicht genau zu bestimmen im Tageslicht, beträgt aber angenähert 40°, bei etwa 2° Differenz zwischen c_ϱ und c_γ. Der Pleochroismus ist deutlich c = b röthlichviolett, a gelblichrosa.

Der Olivin ist bald idiomorph, bald rundlich begrenzt und fast stets hochgradig serpentinisirt. Nie wurde Pilitbildung beobachtet.

Wo der Feldspath sicher bestimmbar war, gehörte er zum Andesin; dahin verweist ihn auch eine Analyse von Hawes an den grossen Individuen im Camptonit von Dixville Notch. Doch deutet manche Erscheinung auch auf das Vorkommen basischerer Mischungen hin. Er bildet breite Tafeln nach M in den Camptoniten, sehr dünne Täfelchen mit schmal leistenförmigen Durchschnitten in der Grundmasse mancher Monchiquite.

Die Grundmasse der Monchiquite ist ein farblos, seltener bräunlich durchsichtiges, wasserreiches Pechsteinglas, welches die chemische Zusammensetzung der Elaeolithsyenite hat. Dasselbe gelatinirt leicht mit Salzsäure und verändert sich sehr leicht zu zeolithischen Aggregaten, so dass man dasselbe nur selten frisch antrifft; als zeolithische Neubildungen wurden Natrolith und Analcim

nachgewiesen. Dieses Glas ist mehr oder weniger reichlich durchsäet von Mikrolithen von Barkevikit und Titanaugit (ausnahmsweise auch Riebeckit) und oft recht reichlichen Täfelchen von Hämatit. — In gewissen Vorkommnissen gesellt sich hinzu Plagioklas in dünnen Leisten, Nephelin in zierlichen Kryställchen oder Leucit, der wohl fast immer in Analcim umgewandelt ist. Wenn die Krystallisation mehr und mehr fortschreitet, so entstehen bei vollkommen verschwindender Glasbasis die porphyrischen Ausbildungsformen der Camptonite.

Mandelbildung ist im Ganzen sehr selten. — Fluidale Phänomene zeigen sich besonders bei den porphyrischen Camptoniten, sehr selten bei den glasreichen Monchiquiten.

Die vorstehende Schilderung bezieht sich in erster Linie auf die Monchiquitgänge von Rio de Janeiro und die Camptonite von New Hampshire. Sie gilt aber in voller Ausdehnung auch für alle andern Gebiete. — Nach der Combination der Einsprenglinge, bezw. der farbigen Gemengtheile, kann man drei Typen unterscheiden:

Olivin, Titanaugit und Barkevikit sind vorhanden in den Amphibol-Monchiquiten und Amphibol-Camptoniten.

Olivin, Titanaugit und Biotit liefern die Biotit-Monchiquite und Biotit-Camptonite.

Olivin, Titanaugit, Barkevikit und Biotit finden sich in den Biotit-Amphibol-Monchiquiten und Biotit-Amphibol-Camptoniten.

Es sei nochmals betont, dass der Pyroxengehalt ein recht wechselnder ist; in einem Gange von den Livermore Falls in New Hampshire fehlt er fast vollständig.

Um den Nachweis der weiten Verbreitung der camptonitischen Ganggesteine in den nordamerikanischen Staaten New Hampshire, Vermont, Maine, Massachusetts, New Jersey, New York (Hudson River Highlands) haben sich besonders Kemp und Marsters verdient gemacht. Es ist das Gebiet zwischen den Elaeolithsyeniten von Boston, Beemerville, Moltenborough und Montreal. An gar manchen Punkten, zumal im Gebiet des Lake Champlain und in New Hampshire, werden die Camptonite von Bostoniten begleitet. Man möchte erwarten, dass die fortschreitende Entwicklung unserer Kenntnisse von diesen Gegenden neue Fundstellen von Elaeolithsyenit aufdecken würde. Die bisher bekannt gewordenen Vorkommnisse sind etwa die folgenden.

Biotit-Monchiquit mit allerdings stark carbonatisch umgewan-

delter Grundmasse findet sich auf der Ostseite des Elaeolithsyenits von Beemerville. — Auch was Kemp als Porphyrit früher aus dem nordwestlichen New Jersey beschrieben hat, ist Camptonit und steht wohl im Zusammenhang mit dem Beemerville-Elaeolithsyenit.

Durch Titanitgehalt, Aegirinmäntel um den Titanaugit und in selbständigen Nadeln, sowie Nephelin neben Plagioklas, ist ein Camptonit von Oxford, N. J., ausgezeichnet.

Einen erratischen Block von Monchiquit (die braune Hornblende hat den Prismenwinkel des Arfvedsonit 123° 55′) beschreibt Kemp von Aurora, Cayuga Co., N. Y. — Nach demselben Verfasser setzt bei Hamburg, Sussex Co., N. Y., im silurischen Kalk — der Fundort liegt zwischen Beemerville und Franklin Furnace — mit seinem „Glimmerdiabas" ein camptonitisches Gestein mit Kugelstructur auf. Die Kügelchen haben dieselben Biotithüllen, wie in den Minetten und im Kersantit, und bestehen aus Analcim, der vom Nephelin stammen soll. Das Gestein enthält Einsprenglinge von Augit und Biotit in einer schwach doppelbrechenden oder ganz isotropen Grundmasse, die vorwiegend aus Analcim besteht und in der Aegirinnadeln, Apatit, Titanmagnetit und gelegentlich Plagioklas liegen. Auch Titanit wird als stellenweise häufig angegeben. Später wurde bei Rudeville auf der andern Seite des Hamburg Mountain im körnigen Kalk ein Gang, vielleicht die Fortsetzung des ersten, angetroffen, dessen Kugeln sicher als Leucit bestimmbar waren. — Im Forest of Dean, Orange Co., N. Y., durchsetzt ein etwas feldspathreicherer Camptonit das Eisenerzlager. — In der Nähe des Fort Montgommery im Hochland des Hudson durchsetzt olivin- und fast augitfreier Camptonit mit porphyrischer Structur das krystalline Gebirge. Auch Gänge ohne porphyrische Structur im Gneiss des Cro' nest und Stormking Mtn. desselben Gebiets, welche Kemp zum Kersantit stellen möchte, scheinen dem Essexit nahe zu stehen. — Auch aus der Gegend von Whitehall, Washington Co., N. Y., wird von Camptonit-Gängen berichtet.

Bei Kennebunkport, an der Küste von Maine, treten im Glimmerschiefer und Quarzit neben Gängen von Granit auch typische Camptonite und Monchiquite auf, sowie „Olivindiabase", welche den von Hawes beschriebenen und oben als zum Camptonit gehörig bezeichneten Gängen ähnlich sind. — Den Kennebunkport Camptoniten ähnliche Gänge von hohem Olivingehalt beschreibt G. P. Merrill aus dem Gneiss und Granit bei Lewiston und Auburn in Maine.

F. L. Nason entdeckte Camptonitgänge im Gneiss und Quarzit der Green Mountains in Vermont, unfern der Station Summit, zwischen Rutland und Bellow's Falls. — Kemp beschreibt solche von Proctor, Vt. — Sehr verbreitet sind die Gänge von Camptonit und Monchiquit in Verbindung mit Bostonit in der Umgebung des Lake Champlain, so an den Red Rocks bei Burlington, Polter's Point, Wing's Point (hier als reiner Hornblende-Camptonit) u. a. O. — Diabasähnliche Camptonite dieses Gebiets beschrieb auch Eakle. Gerade das Lake Champlain-Gebiet dürfte geeignet sein, über die wahre Natur dieser Olivindiabase und Diabase Aufschluss zu geben. Es wird von Kemp und Marsters hervorgehoben, dass die Diabase am Lake Champlain nur das krystalline Grundgebirge, die Camptonite, Monchiquite und Bostonite, bezw. Alkalisyenitporphyre, auch das Silur durchbrechen. Das würde für diese Gegend gegen meine Auffassung dieser „Olivindiabase" sprechen. Die Camptonite und Monchiquite des Lake Champlain sind älter als die Bostonite und Bostonitporphyre, von denen sie durchsetzt werden.

Von Danbyborough, Vt., im Lake Champlain-Gebiet, beschreibt Marsters Camptonitgänge aus körnigem Kalk, die nur Augit in zwei Generationen enthalten, während die Hornblende ausschliesslich der Grundmasse angehört. Der Augit der Grundmasse wird als nicht idiomorph beschrieben, was sehr auffallend wäre, da die Grundmasse glashaltig ist. — Auch von Sherbroke in der canadischen Provinz Quebec und vom See Memphremagog, an der Grenze von Vermont und Quebec, beschreibt Marsters ähnliche Camptonitgänge im Silur mit oft sehr grossen Olivinen (1,5 Zoll) im Centrum der Gänge. Mit diesen Camptoniten zusammen finden sich Gänge von olivinfreiem Monchiquit und von Olivindiabas. In den Monchiquiten beträgt die Summe von Hornblende und Pyroxen wenigstens 80 % des Gesteins. — Von den Diabasen wird es betont, dass sie ärmer an Feldspath, reicher an Olivin und Augit sind, als echte Diabase, auch keine Diabasstructur haben, aber zwei Generationen von Augit erkennen lassen.

Von Fletchersfield, Mile End und Reservoir Extension bei Montreal, liegen mir von Herrn Fr. D. Adams gesammelte typische Monchiquite, allerdings nicht in gutem Erhaltungszustande, vor; sie bilden Gänge im Trenton-Kalk in der Umgebung des Elaeolithsyenit. — Auch Lacroix beschreibt Monchiquite von Mile End und Corporation Quarry unter dem Namen Porphyrite und Nephelinite.

W. Lindgrén beschreibt von den Highwood Mountains in

Montana in Verbindung mit Gängen von Minette-ähnlichen Trachyten **Gänge von Analcim-(Nosean-)Basalten** von dunkelgrüner bis grünlichgrauer Farbe, mit Einsprenglingen von **Augit und Olivin** in einer Grundmasse, welche für das blosse Auge Augit, Olivin und Analcim (Nosean) erkennen lässt. Mikroskopisch löst sich dieselbe auf zu einem Gewebe von Augit-, Olivin- und Biotitmikrolithen nebst Erzen in einer farblosen und isotropen Substanz, welche sich theils wie ein Gesteinsglas verhält, theils die Durchschnittsformen des Analcim zeigt und dessen Zusammensetzung hat, aber wegen eines constanten Gehalts an Schwefelsäure von Nosean abgeleitet wird. — Ein verwandtes Gestein beschreibt Lindgren aus dem Sun River-Gebiet im Birdtail-District. — Hier liegen anscheinend Monchiquit-ähnliche Ganggesteine von einem neuen Typus vor. — Auch von den Bear Paw Mountains in Montana schildert Lindgren feinkörnig porphyrische Lamprophyre, welche Einsprenglinge von grünem Augit und braunem Glimmer in einer vorwiegend aus Plagioklasleisten mit Augit und Biotit bestehenden Grundmasse führen. Bei einigen Vorkommnissen liegen Einsprenglinge von Olivin und Augit in einer feldspathfreien, glasigen Grundmasse; diese ähneln denen der Limburgite.

J. Fr. Williams hatte in derselben Zeit, wo die Monchiquite Brasiliens als eigenthümliche Gangformation aufgestellt wurden, das Vorhandensein derselben im Gebiet der Arkansas-Elaeolithsyenite und Pulaskite erkannt. Er beschreibt sie, z. Th. in Verbindung mit Kemp, von Saline Co., Ark., und von Magnet Cove und giebt an, dass an der letztgenannten Localität der Barkevikit der intratellurischen Periode älter ist, als der Titanaugit derselben Periode, während das Altersverhältniss dieser Minerale in der jüngeren Generation sich umkehrt. — Von den Monchiquiten trennt er als olivinfreie Formen den **Fourchit** (olivinfreier Augit- und Amphibol-Monchiquit) und den **Ouachitit**, d. h. olivinfreien Biotit- und Biotit-Amphibol-Monchiquit. Die Fourchit- und Ouachititgänge der Fourche Mountains in Arkansas sind älter als die Elaeolith-Pegmatite und die miarolitischen Elaeolithsyenitgänge. Die Fourchite enthalten stark licht- und doppelbrechende Körner, die für Titanit oder Leukoxen gehalten werden. — Interessant sind die Pseudomorphosen von Biotit nach Augit mit wohlerhaltener Krystallform und mit Resten des Augits im Centrum, welche aus den Ouachititen der Fourche Mountains beschrieben werden. — Die Ouachitite mit ihren grossen Biotittafeln sehen äusserlich den Alnöiten sehr

ähnlich, führen aber keine Olivine und keine nachweisbaren Melilithe.

Am Abfall des Wudjaurtschorr gegen den Wudjaur-See im Umptek-Gebirge durchsetzt nach Hackman Monchiquit den Lujaurit-Elaeolithsyenit. Einsprenglinge von Olivin, Titanaugit und Eisenerzen liegen in einer Grundmasse aus einem Mikrolithenfilz von braunem Amphibol und andern nicht bestimmbaren Mikrolithen in braunem Glase. — Zusammen mit diesem Monchiquit kommt ein anderes Ganggestein vor, welches vorwiegend aus Pyroxen besteht. Grössere Individuen eines anscheinend zum Aegirinaugit gehörigen und oft von Aegirin umwachsenen, dabei in der Prismenzone meistens nur ∞P (110) und ∞P∞ (100) zeigenden Pyroxens liegen in einem Filz kleiner Individuen derselben Art, die durch eine farblose Substanz verkittet werden, welche die Eigenschaften der Zeolithe oder eines schwach doppelbrechenden Feldspaths hat, offenbar veränderte Glasbasis. Olivin, Biotit und Eisenerz sind nur spärlich vorhanden. Das sind Augitite.

Ramsay hatte vom Lujaur-Urt Lagergänge im Lujaurit beschrieben, die er Augitporphyrite genannt hatte. Neuerdings bringt er sie mit Gängen in Beziehung, die er Monchiquit-ähnliche Pikritporphyrite nennt, während er andere zu den Fourchiten stellt. Das dürften die porphyrischen Aequivalente der oben angegebenen eigenthümlichen Diabase und Olivindiabase sein.

Brögger beschreibt Camptonite aus der Umgebung der Essexit-(Gabbrodiabas-)Lakkolithen von Bradbokampen und Sölvsberg in Hadeland und als lose Blöcke an sehr verschiedenen Stellen.

Zu dem Alnöer Elaeolithsyenit gehört ein Gang im Gneiss bei Södra Berge in Medelpad, von dem ich eine Probe durch Törnebohm's Freundlichkeit kennen lernte.

Aus der Serra de Monchique wurden Camptonit und Monchiquit z. Th. schon von van Werveke beschrieben und liegen mir vor von der Foya und Picota, von Reboulas und Marmalete. In einem Gange an der Picota hat der Barkevikit die grünen Anwachsränder, die oben von Brasilien erwähnt wurden.

Auch aus dem Elaeolithsyenitgebiet von S. Paulo in Brasilien liegt mir eine vom Morro Grande, Jacupiranga, übersandte Probe von typischem, glashaltigem Camptonit vor.

Howitt beschreibt als Olivindiabas einen Gang im Quarzdiorit von Dargo (Orr's Creek), Australien, der nach seiner Be-

schreibung sicher zu den Lamprophyren gehört. Eine kleine mir vorliegende Probe zeigt idiomorphen Barkevikit und Diopsid, z. Th. mit Aegirinmänteln nebst Aegirinmikrolithen und etwas Biotit in einer aus oft sphärolithisch geordneten Feldspathleisten und braunem Glase bestehenden Grundmasse. Zur Erklärung des Vorkommens neben Diorit sei darauf verwiesen, dass die Diorite von Dargo mit hervorragend charakteristischem Keratophyr verbunden sind.

Ebenso, wie die Camptonite und Monchiquite mit den Elaeolithstöcken von hohem geologischen Alter verbunden sind, treten sie auch mit den Alkaligesteinen der Tertiärzeit auf. Schon Bořicky trennte von den normalen Basalten eine Gruppe als Trachybasalte und Tachylytbasalte in Böhmen ab, und betonte das Vorkommen dieser in schmalen Gängen. In der 2. Auflage dieses Buches wurden sie als Tephrite u. s. w. von camptonitischem Charakter bezeichnet (siehe oben S. 537). Durch die schönen Untersuchungen von Hibsch ist nun dargethan, dass Camptonite und Monchiquite in den Phonolithstöcken des böhmischen Mittelgebirges verbreitet sind. Sie sind olivinfrei und entsprächen also den Fourchiten von Williams und Kemp, wenn man auf den Olivingehalt Gewicht legt, was ich nicht thun möchte. Überdies führen sie z. Th. Leucit in der Grundmasse und seltener auch als Einsprenglinge. Sie bilden also eine Untergruppe und sind **Leucit-Monchiquite** zu benennen. Sie gruppiren sich um den Rongstock mit seinem Essexit und Nephelinporphyr (S. 249 und 434) im Phonolithstock des Ziegenberges (hier ist der Leucit besonders deutlich und reichlich), am Jungfernstein oder Mädstein bei Nestersitz an der Elbe, am Kahlen Stein zwischen Tichlowitz und Jakuben (hier mit zahlreichen grossen Einsprenglingen von Titanaugit), im Baculitenmergel nördlich Tetschen an der Strasse von Falkendorf nach Loosdorf, am Rongstock-Profil ebenfalls im Baculitenmergel am Bahneinschnitt bei Kil. 529 bis 530, im Thal zwischen Pömmerle und Leischwitz und im Thale von Klein-Priesen nach Leschtine. Der Leucit ist in Analcim umgewandelt. Die Salbänder der Gänge sind vorzüglich glasig entwickelt.

Von den typischen Camptoniten des Kaiserstuhls (Katharinenberg, Sponeck, Rinderweg) sind die beiden letztgenannten leucithaltig.

Was Hussak als Leucittephrit von der Seitenbahn nach Sta. Cruz (Kil. 51) und von Bacurubú in Brasilien, sowie von Deckertown, N. Y., beschreibt, dürfte gleichfalls hierher gehören. Wenigstens

enthält ein mir vorliegender Monchiquitgang von Kil. 37 der Sta. Cruz-Bahn — er wird nach der Angabe von Herrn Derby vom Tinguáit durchsetzt — stellenweise eine solche Gruppirung der Barkevikit-mikrolithe in Kränzen, dass ich auf Leucit oder vielmehr Analcim nach Leucit als Ursache schliessen möchte. Sicher zu beweisen ist das nicht; einen Unterschied in der Lichtbrechung gegenüber der glasigen Grundmasse vermag ich nicht zu constatiren. — Hussak macht darauf aufmerksam, dass ein von F. Eigel (T. M. P. M. 1890. XI. 91) beschriebenes teschenitähnliches Gestein von der Capverden-Insel Mayo wohl hierher gehören könne.

Hatch beschreibt von der NW.-Küste von Madagascar aus der Gegend von Ambodimadiro als „Basalt mit Hornblende als Gemengtheil der Grundmasse" ein Ganggestein, welches er direct mit Tephriten und mit dem Hornblendebasalt von Sprendlingen vergleicht. Derselbe dürfte ebenfalls zu Camptonit gehören.

Zu den Camptoniten rechne ich ferner das früher von Doelter (T. M. M. 1875. S. 179, 180 und 304), zuletzt von A. Cathrein (Z. X. 1884. VIII. 221 sqq.) beschriebene Ganggestein aus dem Grödener Sandstein zwischen Roda und Predazzo an der Mündung des Val di Sadole in das Avisio-Thal. Dasselbe enthält zahlreiche, z. Th. sehr flächenreiche, scharfbegrenzte und oft verzwillingte Krystalle und mehr abgerundete Individuen von brauner Hornblende, selten Biotittafeln und Olivinpseudomorphosen, auch Plagioklas, den Cathrein als Ab_9An_5 bestimmte, in einer aus Plagioklasleisten und sehr zierlichen Hornblendenadeln gemengten Grundmasse. Zwischen den Feldspathleisten der Grundmasse liegt eine aus büschelförmig aggregirten, überaus dünnen Feldspathleistchen und einem Gesteinsglas gemengte Mesostasis. Cathrein fand, dass die scharf begrenzten Amphibol-Einsprenglinge stets derart mit Magnetitoktaëderchen erfüllt waren, dass nur eine schmale, zonar struirte, durchsichtige Randzone übrig blieb, und dass sie oft von einer zarten, aus Calcit und Rutil gemengten braunrothen Hülle umgeben waren. Die Magnetitoktaëder sind in zwei Systemen reihenartig geordnet, deren eines auf (010) mit c etwa 60—62° bildet, also der Trace von (102) — $\frac{1}{2}P\infty$ parallel geht, während das andere die Prismenaxe unter etwa 123° trifft und also der Trace von $P\infty$ ($\bar{1}01$) entspricht. Cathrein hebt die polysynthetische Zwillingsbildung dieser Hornblende hervor: er bestimmte $c : c = 13°$. — Den nicht idiomorphen Amphibolen — sie könnten vielleicht Fremdlinge sein — fehlen die beschriebenen Interpositionen und die Hülle. — Ich erinnere für

die Beurtheilung dieses Ganggesteins von Roda an die Liebeneritporphyre von Viezena und an Thatsachen, welche bei Besprechung der Melaphyre des Gebiets hervorgehoben werden sollen.

Auch das ganz vereinzelt auftretende Eruptivgestein von Ehrwald, welches Pichler entdeckte und Ehrwaldit nannte, stelle ich hierher. Ein mir von Herrn Dr. Weinschenk freundlichst verehrtes Handstück enthält Olivinpseudomorphosen, nicht idiomorphen Biotit, der poikilitisch mit den übrigen Gemengtheilen verwachsen ist, Barkevikit und Titanaugit in einer Grundmasse von Augit-Mikrolithen und spärlicher, secundär veränderter Glasmasse. Cathrein (Über den sog. Augitporphyr von Ehrwald. Verhdl. k. k. geol. R. 1890. No. 1) sah keinen Olivin, beobachtete aber rhombischen Pyroxen (bastitartig) und mandelsteinartiges Gefüge. Danach muss das Gestein wechseln.

Hierher oder zum Essexit im weiteren Sinne würde wohl auch das Gestein zu stellen sein, welches Törnebohm (G. F. i St. F. 1883. VI. No. 84. 695) als zu porphyrischer Structur neigenden Olivinproterobas von Tigssaluk in Grönland beschreibt. — Denselben Typus fand er auch unter den durch die Vega-Expedition vom Dicksonshafen mitgebrachten Gesteinen.

Die **Alnöite** sind von allen andern camptonitischen Lamprophyren durch ihren Melilithgehalt bei typischer Ausbildung charakterisirt. Über ihre Abtrennung von den Melilithbasalten sagte ich in der 2. Aufl. dieses Buches. 1888. pg. 804: Sie (die Melilithgesteine) treten unter zweierlei geologischen Verhältnissen auf. Einmal bilden sie Glieder einer jüngeren Basaltformation, welche die Tephrite, Nephelingesteine, Leucitgesteine und gewisse Limburgite umfasst; — dann aber erscheinen sie als Glieder einer im Vorhergehenden mehrfach angedeuteten Gangformation, welche wieder von eigenthümlich ausgebildeten tephritischen Gesteinen bis zu Limburgiten reichend, allenthalben, wo wir sie kennen, in naher Beziehung zu Elaeolithsyeniten steht. Stelzner's Untersuchungen beschränken sich auf Repräsentanten der ersten Art. — Beide Gruppen bezeichnet man als Melilithbasalte. Dieser Name sollte jedoch auf die erste Gruppe beschränkt bleiben; die zweite bedarf eines eigenen Namens. Ich nenne sie Alnöite.

Diese Gesteine wurden von Törnebohm im Elaeolithsyenit von Alnö (am Stornäset und bei dem Dorfe Kåtan) an der Westküste von Westernorrland in Schweden und auf dem gegenüberliegenden Festlande (W. von Pattäng, auf Brännäsudden SO. von Berge und

um Söråker) entdeckt. Bei Berge tritt das Gestein in Gesellschaft von Tinguáit und Monchiquit in schmalen, auf Alnö in 30, beziehungsweise 18 Fuss mächtigen Gängen auf, welche bei SO.—NW.-Streichen am Salband feinkörnig werden. Die grossen Glimmerblätter des Gesteins liegen mit der Tafelfläche dem Streichen der Gänge angenähert parallel. Die Gesteine enthalten grosse Einsprenglinge von Biotit (es ist Anomit bei Kåtan), Olivin, Augit und Magnetit in einer Grundmasse, welche vorwiegend aus Melilith und Biotit, in geringerer Menge aus Augit und Magnetit besteht. Die Augiteinsprenglinge sind hellgelbbraun im durchfallenden Lichte. Perowskit und Apatit sind recht reichlich vorhanden. Der Melilith wird z. Th. in Granat umgewandelt. Calcit erscheint nach Törnebohm's Ansicht nicht nur als Zersetzungsproduct, sondern auch als Ausfüllungsmaterial der Poren des vielleicht unsprünglich miarolitisch struirten Gesteins. Hellere Flecken im Gestein bestehen entweder aus idiomorphem Melilith mit eben solchem Glimmer und Augit, welche ihre Krystallspitzen in Calcit hineinstrecken, der das Centrum dieser Flecke bildet, oder aus Augit, Glimmer, Apatit und wenig Melilith. Die ersteren werden für Drusen-ähnliche Bildungen, die letzteren für Fragmente älterer Ausscheidungen aus dem Magma gehalten.

Högbom, der neuerdings das Gebiet untersuchte, bestätigt die Angaben von Törnebohm und bemerkt, dass die oft recht schwebend liegenden Gänge viele Bruchstücke der Nebengesteine, sowie oft bis Decimeter grosse Hornblenden enthalten. Doch kommen auch dichte Gänge ohne Einsprenglinge vor. Das Mengenverhältniss des Melilith wechselt stark und Högbom nennt die melilithreichen dichten Gänge im Gegensatz zu den einsprenglingsreichen Melilithbasalte. Er beobachtete auch, dass in einer Probe die Olivine von Melilithkränzen umgeben waren.

Eine sorgfältige mikroskopische Untersuchung der Alnöite von Kåtan und Stornäset lieferte letzthin Fr. Berwerth. Er fand die Gesteine aus Apatit, Magnetit, Biotit, Olivin, Augit, Granat, Melilith, Calcit, Perowskit, Chromit und einem Sulphide aufgebaut. — Der Apatit, das älteste Mineral, ist gewöhnlich stark terminal gerundet mit Spuren von P (10$\bar{1}$0) und Einschlüssen von braunen Glastheilchen; als 2) Erze erscheinen titanhaltiger Magnetit, wahrscheinlich auch FeS, weil das Gestein schon mit verdünnter kalter Salzsäure Schwefelwasserstoff entwickelt, und Chromit. Apatit und Chromit treten in 2 Generationen auf. 3) Olivin

bildet nur stark corrodirte und serpentinisirte Einsprenglinge und in seine Bildungsperiode fällt auch die des Perowskits in zahlreichen Krystallen der Form O (111). 4) Biotit und Granat. Der Biotit ist z. Th. Meroxen, z. Th. Anomit. Letzterer herrscht in Kåtan und ist allein vorhanden am Stornäset. 2E ist sehr klein bei Anomit, etwas grösser, bis zu 12°, bei Meroxen mit $\varrho < v$. Eichstädt fand $2E = 8°\,10'$. Lattermann = 0—25°. Der Pleochroismus ist a gelblichweiss bis farblos, b und c dunkelbraun bis röthlichbraun. In der Grundmasse ist der Biotit aufs engste mit Granat, und wo dieser fehlt, mit Melilith durchwachsen und verwachsen. 5) Pyroxen bildet wesentlich Einsprenglinge, deren Idiomorphismus oft durch Umwandlungsvorgänge verloren gegangen ist; er ist farblos bis schwach grünlich mit wechselnder, guter bis schlechter Spaltbarkeit nach ∞P (110). Der Augit ist wesentlich die Quelle für die reiche Carbonatbildung, der indessen schon in der magmatischen Entwicklungsperiode des Gesteins eine Umwandlung in trübe Melilithsubstanz voranging, die aber stets vom Augit durch eine Calcitschale getrennt ist. — 6) Melilith in Tafeln, optisch positiv mit Faserung nach c, aber ohne Pflockstructur, mit einer oder auch 2—3 Nähten nach oP (001). Melilith und Glimmer verwachsen oft und durchdringen sich mit parallelen Basisflächen. — Granat und Melilith schliessen sich bis zu gewissem Grade aus, aber nicht unbedingt. Berwerth meint, Melilith sei aus Granat magmatisch hervorgegangen.

Aus der Gegend von Frederikshaab in Grönland beschreibt Törnebohm Blöcke eines augitfreien Melilithbasaltes, welche Einsprenglinge von Olivin in einer Grundmasse aus Olivin, Biotit, Melilith, Perowskit, Magnetit und Calcit enthalten. Andere Blöcke derselben Gegend stimmen mit diesem Gestein bis auf den Gehalt an Melilith, welcher nicht nachweisbar war.

Mit dem Alnöit von Alnö stimmt sehr genau ein Gestein von St. Anne de Bellevue bei Montreal überein, welches Potsdam sandstone durchbricht und Einschlüsse von Granitgneiss und Plagioklasfels aus dem Laurentian umhüllt. Dasselbe ist neuerdings von Fr. D. Adams genau untersucht worden.

Der Glimmer dieses Vorkommens ist Anomit mit kleinem Axenwinkel und besitzt eine schmale, dunklere Randzone, in welcher allein sich Einschlüsse von Augitmikrolithen finden, wie sie auch in der Grundmasse vorkommen. Der Olivin ist theils in Serpentin, theils in faserigen Breunnerit umgewandelt, bald in getrennten,

bald in ein und demselben Individuum. Die Farbe des Olivins pflegt roth, selten grün zu sein. Die im durchfallenden Lichte fast farblosen Pyroxeneinsprenglinge haben die starke Bissectricendispersion der Titanaugite. Auch sie haben eine Randzone mit grösserer Auslöschungsschiefe, die sehr genau mit den Augitmikrolithen der zweiten Generation übereinstimmt. Die Grenze der beiden Zonen ist oft eine unregelmässige Corrosionsfläche. Der Melilith ist stets optisch negativ, selten frisch. Nephelin scheint vorhanden zu sein, war aber nicht streng nachweisbar. Feldspath fehlt absolut. Perowskit und etwas Magnetkies sind vorhanden. Die Reihenfolge der Ausscheidungen ist nach Adams: Magnetit, Olivin, Biotit, Pyroxen und dann eine zweite Generation der drei letzten, darauf Melilith als jüngster ursprünglicher Gemengtheil. Der Olivingehalt ist höher als in den Gesteinen von Alnö.

C. H. Smyth jr. beschreibt einen Alnöitgang auf einer Verwerfungsspalte bei Manheim, N. Y., dessen Melilith zum grössten Theil optisch positiv ist und etwas stärkere Doppelbrechung zeigt, sich also ähnlich demjenigen vom Capo di Bove verhält.

Manche Camptonite mit grossen Glimmertafeln von Arkansas, ein Gestein von Itimirim in S. Paulo und der „glimmerreiche Nephelinbasalt“ Sauer's von Oberwiesenthal sind sehr wahrscheinlich Alnöite. Doch gelang es mir noch nicht, den Melilith darin nachzuweisen. Das ist bei dem mangelhaften Erhaltungszustande solcher Gesteine nicht zu verwundern.

III. Classe: Ergussgesteine.

Literatur.

A. Hague and J. P. Iddings, On the development of crystallization in the igneous rocks of Washoe, Nevada, with notes on the geology of the district. U. S. geol. Survey. Bull. No. 17. Washington 1885.

H. Rosenbusch, Über das Wesen der körnigen und porphyrischen Structur bei Massengesteinen. L. J. 1882. II. 1—16.

Die Ergussgesteine, deren normalen Typen wir besonders unter der geologischen Form von Decken und Strömen begegnen, sind ihrem Wesen nach Oberflächengesteine. Sie zeigen uns in fester Form diejenigen Theile der tellurischen Eruptivmassen, welche auf Spalten der Erdrinde bis zu Tage emporstiegen und sich dann über Theile der Erdrinde fliessend oder quellend ausbreiteten. Da nun anscheinend keinerlei Grund vorliegt anzunehmen, dass die in den Tiefengesteinen und die in den Ergussgesteinen geologische Gestaltung gewinnenden Eruptivmagmen uranfänglich verschiedene seien, so sollte man glauben, es müsse für ein jedes Tiefengestein ein in chemischem und mineralogischem Sinne äquivalentes Ergussgestein geben, welches sich, den veränderten Verfestigungsbedingungen entsprechend, wesentlich nur durch seine Structur unterschiede. Das ist jedoch nur in beschränktem Maasse der Fall. Allerdings giebt es Ergussgesteine, die nach ihrem mineralogischen und chemischen Bestande je den Graniten, Syeniten, Elaeolithsyeniten, Dioriten u. s. w. parallel stehen. Aber eine genauere Vergleichung der Quarzporphyre und Liparite mit den Graniten, der quarzfreien Porphyre und Trachyte mit den Syeniten, der Phonolithe mit den Elaeolithsyeniten, der Andesite mit den Dioriten u. s. w. lehrt, dass im Allgemeinen ein bestimmtes Ergussgestein sich jeweils von dem ihm entsprechenden Tiefengestein durch höheren Gehalt an

Kieselsäure und Oxyden der einwerthigen Metalle, durch geringeren Gehalt an Oxyden der zweiwerthigen Metalle auszeichnet. Man kann das kurz so ausdrücken, dass ein Ergussgestein stets etwas acider ist, als das äquivalente Tiefengestein. Bei holokrystalliner Entwicklung beider Gesteine muss demzufolge und ist auch das Ergussgestein specifisch leichter, als das gleichwerthige Tiefengestein. Dieser Unterschied in der Dichte kann natürlich noch bedeutend dadurch vergrössert werden, dass das Ergussgestein keine holokrystalline Entwicklung erreicht, sondern hypokrystallin ausgebildet wird.

Die Ursache dieser constant wiederkehrenden chemischen Differenz, welche mineralogisch natürlich ihren Ausdruck in der geringen Menge der nicht feldspathigen Gemengtheile und in der grösseren Prävalenz der Alkalifeldspathe gegenüber den Kalknatronfeldspathen findet, lässt sich nicht etwa dadurch erklären, dass die Ergussgesteine auf ihrem Wege zur Erdoberfläche durch Einschmelzen von Theilen der Spaltenwände in dem angegebenen Sinne chemisch verändert würden. Dem widersteht die Zusammensetzung der oberen Theile der Erdkruste. Es findet aber dieses Verhältniss eine naturgemässe Erklärung, wenn man annimmt, dass die chemischen Spaltungen innerhalb eines zu geologischer Gestaltung gelangenden Eruptivmagmas nicht ein einmaliger und plötzlich verlaufender Act, sondern ein in den verschiedensten Perioden der Eruption sich wiederholender Vorgang sei. Für eine solche Annahme sprechen eine Menge der im Vorhergehenden erörterten Thatsachen, wie die gesetzmässige Paragenesis der Tiefengesteine, die Begleitung bestimmter Tiefengesteinsformen durch bestimmte Ganggesteinstypen, die basischen concretionären älteren Ausscheidungen, manche Kugelstructuren u. s. f. Je länger alsdann die Entwicklungsperiode eines Eruptivmagmas dauert, um so reiner werden die für jeden Typus charakteristischen Kerne hervortreten. — Man darf vielleicht auch die Vorstellung heranziehen, dass in den Eruptivmagmen während ihres langsamen Emporsteigens in den Spalten und während ihres Verharrens in denselben eine Differenzirung nach dem specifischen Gewichte stattfinde, wie in einer Salzlösung, die längere Zeit in einem sehr hohen Becherglase in Ruhe bleibt. Dann müssen nothwendig die als Tiefengesteine sich entwickelnden Theile eines Eruptivmagmas etwas basischer, alkaliärmer, an alkalischen Erden und Eisen reicher werden, als diejenigen Theile, welche an der Erdoberfläche zu Ergussgesteinen werden.

Wenn es für die normalen Tiefengesteine structurell bezeichnend war, dass jeder ihrer Gemengtheile nur innerhalb einer einzigen, continuirlichen Bildungsperiode zur krystallinen Ausscheidung gelangte, so ist es für die normal entwickelten Ergussgesteine charakteristisch, dass einer oder mehrere ihrer Gemengtheile in wenigstens zwei zeitlich getrennten Perioden sich aus dem Eruptivmagma ausschieden, wobei je die ältere Generation sich gegenüber der oder den jüngeren meistens durch vollkommeneren Idiomorphismus, oft auch durch bedeutendere Dimensionen auszeichnet. Dieses Verhältniss führt bekanntlich in den prägnantesten Fällen zu einem, gewöhnlich auch makroskopischen, Gegensatz von Einsprenglingen (Individuen der älteren Generationen der Mineralbildungen) und Grundmasse (Gesammtheit der Krystallisationsproducte der jüngeren Generationen zusammen mit eventuell vorhandenen, amorph erstarrten Krystallisationsrückständen). Es sollen nun diejenigen, Structurformen, welche in der eben erwähnten Wiederkehr oder Recurrenz gleichartiger oder gleicher Mineralbildungen begründet sind, als porphyrische Structuren bezeichnet werden. Sie sind die für normale Ergussgesteine charakteristischen Structurformen. Man hat daher wohl auch geradezu die Ergussgesteine als porphyrische bezeichnet, wie man ähnlich die Bezeichnungen Tiefengesteine und körnige, oder strenger genommen hypidiomorph-körnige als Synonyma betrachtet hat und betrachten kann.

Die Entwicklung der porphyrischen Structur in den Ergussgesteinen ist die nothwendige Folge von den Bildungsbedingungen derselben. Ihre Entwicklung ist keine rein intratellurische, wie diejenige der Tiefengesteine; bei ihnen folgt vielmehr auf die intratellurische noch die Effusionsperiode und man kann mit einer an volle Sicherheit grenzenden Wahrscheinlichkeit den Satz aufstellen, dass die Krystallisation der älteren Generation der Gemengtheile (Einsprenglinge) sich wesentlich während der intratellurischen, diejenige der jüngeren Generation und die schliessliche Verfestigung (Grundmasse) während der Effusionsperiode vollzieht. Die Richtigkeit dieses Satzes ergiebt sich, abgesehen vom Studium des fertigen Gesteins, besonders aus dem Studium momentan gekühlter Theile fliessender Lavamassen. Eine Lava ist im Momente ihres Ergusses nicht eine reine schmelzflüssige Lösung, sondern eine schmelzflüssige Lösung, in welcher grössere oder kleinere Mengen ausgeschiedener Mineralien in idiomorpher Begrenzung schwimmen. Die Bedingungen, unter denen sich die krystalline Ausscheidung der älteren

Gemengtheilsgenerationen vollzieht, sind eingreifend verschieden von den Bildungsbedingungen der „Grundmasse". Mit dem Austritt des Eruptivmagmas an die Erdoberfläche ändert sich, da mit abnehmendem Drucke der Wassergehalt desselben in rasch zunehmendem Maassstabe entweicht, die chemische Zusammensetzung; die Lava wird durch Abgabe ihres Wassergehalts mehr oder weniger plötzlich viel saurer. Zugleich aber beginnt mit der Effusion des Eruptivmagmas eine beschleunigte Temperaturabnahme und damit eine mehr oder weniger bedeutende Verringerung der Molekularbeweglichkeit. Diese Verhältnisse beeinflussen die Gesteinsentwicklung nach zweierlei Richtungen: einmal werden manche intratellurisch abgeschiedene Verbindungen durch die plötzlich stark zunehmende Acidität des Eruptivmagmas bestandsunfähig und erleiden demzufolge Resorptionen unter Abscheidung neuer, den veränderten Bedingungen entsprechender Salze; andererseits muss für die während der Effusionsperiode entstehenden krystallinen Ausscheidungen neben den für gemischte Lösungen geltenden Krystallisationsgesetzen auch die rasch sinkende Temperatur und die davon abhängige Löslichkeit bestimmend in den Process der Gesteinsverfestigung eingreifen.

Es liegt demnach zwischen der Bildung der intratellurisch ausgeschiedenen Einsprenglinge und der mehr oder weniger krystallinen Verfestigung der Grundmasse allerdings ein Abschnitt, eine Art Hiatus in der Gesteinsentwicklung. Es wäre jedoch gewiss unrichtig, wollte man aus den Mengenverhältnissen der Einsprenglinge und der Grundmasse einen strengen Schluss auf die im Augenblick der Eruption vorhandenen Mengen von ausgeschiedenen Verbindungen und schmelzflüssiger Mutterlauge ziehen. Vielmehr weisen manche Erscheinungen darauf hin, dass die intratellurisch gebildeten Einsprenglinge während der Effusionsperiode des Gesteins in der restirenden schmelzflüssigen Mutterlauge weiter wachsen können und wirklich weiter wachsen. Ja, man wird die in centralen Theilen von Ergussgesteinen gar nicht seltene, und wohl wesentlich durch die langsame Abkühlung bedingte, holokrystalline, bald hypidiomorph-, bald panidiomorph-körnige Structur mit grosser Wahrscheinlichkeit durch das stete Weiterwachsen der Einsprenglinge erklären dürfen.

Die angegebenen Verhältnisse bei der Entwicklung eines Ergussgesteines bedingen zugleich eine Anzahl weiterer, charakteristischer Unterschiede derselben gegenüber den Tiefengesteinen, wie

die Häufigkeit ihrer Begleitung durch lose oder secundär verfestigte Auswurfsmassen (Tuffe), die weite Verbreitung fluidaler Phänomene, und die zumal randlich auftretende Discontinuität in der Raumerfüllung, die man als schlackige, blasige u. s. w. oder Mandelsteinstructur bezeichnet. Die Entwicklung von rundlichen, glattwandigen Hohlräumen in den Eruptivgesteinen, welche durch Entweichen von Gasen bedingt sind, haben zweifelsohne das Vorhandensein plastischer, schmelzflüssiger Substanz zur Voraussetzung.

Wenn nun allen normalen Ergussgesteinen gleichmässig die porphyrische Structur im Gegensatz zu der körnigen der Tiefengesteine als wesentlich zugesprochen werden muss, so ist dennoch die Art der Ausbildung dieser Structur eine sehr wechselvolle. An dieser Stelle sollen nur solche Verhältnisse besprochen werden, welche in mehr oder weniger allen Familien der Ergussgesteine wiederkehren; auf eine oder wenige Familien beschränkte Einzelheiten werden am geeigneten Orte nachzuholen sein.

Zunächst ist in den Ergussgesteinen das Mengenverhältniss von Einsprenglingen (Ausscheidungen der älteren Generationen) und Grundmasse (jüngere Generationen und amorphe Krystallisationsrückstände) ein in weiten Grenzen schwankendes. Einsprenglinge wie Grundmasse können nicht nur in verschiedenen Gesteinen, sondern auch an verschiedenen Orten desselben Gesteinskörpers bis zu Null herabsinken. Dadurch vollziehen sich nach der einen Seite hin die Übergänge in körnige Structur; das andere, entgegengesetzte Extrem ist sehr selten und führt z. Th. auch zu körniger Structur (bei holokrystalliner Entwicklung), z. Th. zu glasigen Gesteinsformen.

Da die Ergussgesteine aus denselben Mineralien sich zusammensetzen, wie die Tiefgesteine, so kann man ihre Gemengtheile in dieselben vier Gruppen zusammenfassen: 1) Erze und accessorische Gemengtheile (Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz, Apatit, Zirkon, Titanit u. s. w.), 2) die meistens farbigen, eisen- und magnesiahaltigen Silikate (Olivin, Glimmer, Amphibole, Pyroxene), 3) die farblosen feldspathigen kalk- und alkalihaltigen Gemengtheile (eigentliche Feldspathe, Nephelin, Leucit, Melilith, Sodalith, Haüyn), 4) die freie Kieselsäure als Quarz.

Soweit diese Mineralien unter den Einsprenglingen, also in den älteren Generationen auftreten, ist die Reihenfolge allenthalben und stets diejenige, in welcher sie hier aufgeführt wurden. Setzen wir nun ein Ergussgestein von solcher chemischen Zu-

sammensetzung voraus, dass alle die genannten vier Gruppen von Gemengtheilen unter den Einsprenglingen gebildet werden konnten, so ist es hervorzuheben, dass keineswegs immer auch alle diese Gruppen in älteren, also intratellurischen Generationen auch wirklich erscheinen. Vielmehr fehlt oft eine oder gar mehrere dieser Gruppen; dabei herrscht jedoch fast ausnahmslos die Gesetzmässigkeit, dass niemals eine frühere Gruppe fehlt, wenn eine spätere vorhanden ist. Diese Thatsache erklärt sich von selbst dadurch, dass die Effusion des Gesteins in einem Falle früher — mit Bezug auf seinen intratellurischen Entwicklungsgang — stattfand, als in einem andern Falle, so dass also im zweiten Falle ältere Mineralbildungen vorhanden sein werden, die im ersten fehlen.

Wenn schon bei den Tiefengesteinen hie und da Phänomene der magmatischen Resorption bestandunfähig gewordener älterer Ausscheidungen trotz der grossen Stetigkeit in den Bildungsbedingungen dieser Felsarten nachgewiesen werden konnten, so müssen bei der mehr sprungartigen Entwicklung der Ergussgesteine, zumal bei dem plötzlichen Wasserverlust derselben in der Effusionsperiode derartige Erscheinungen als häufiger vorkommende zu erwarten sein. Die Erfahrung bestätigt das vollauf. Solche Resorptionsphänomene sind namentlich in der zweiten und vierten der oben aufgestellten Gruppen von Gemengtheilen oft zu beobachten; sie fehlen aber keineswegs den andern zwei Gruppen, wenn schon sie hier im Ganzen seltener sind.

Die in dem Eruptivmagma bereits in Krystallen ausgeschiedenen Einsprenglinge sind während des Ausbruchs und bei dem Erguss derselben über die Erdoberfläche bedeutenden mechanischen Einwirkungen unterworfen, die eine Zerbrechung derselben um so leichter bedingen werden, je anisometrischer ihre Gestalt ist und je viscoser die Mutterlauge wird. Diese Zerbrechungen unterscheiden sich von den durch Gebirgsdruck bedingten mechanischen Deformationen leicht dadurch, dass sie nie den Charakter von Quetschungen haben, also auch nie zu randlicher oder totaler Zertrümmerung führen und in ihrem Betrage nicht mit dem Orte wechseln, demnach auch z. B. keine sog. undulöse Auslöschung bedingen. Elastische Gemengtheile, wie z. B. Glimmerkrystalle können natürlich durch die Eruptionsvorgänge Verbiegungen und Knickungen erleiden, die in keiner Weise von den durch Gebirgsdruck hervorgerufenen Deformationen in gewissen Stadien zu unterscheiden sind.

Der Idiomorphismus der Einsprenglinge ist, von den besprochenen Ausnahmen abgesehen, im Allgemeinen allenthalben ein sehr vollkommener. Man kann es jedoch als einen Erfahrungssatz aufstellen, dass der Grad des Idiomorphismus der Einsprenglinge im umgekehrten Verhältniss zur krystallinen Entwicklung der Grundmasse steht. Diese Thatsache erklärt sich leicht, wenn man beachtet, dass eine unvollkommen krystalline Entwicklung der Grundmasse rasche Erstarrung der Mutterlauge voraussetzt. Dadurch wird die Periode magmatischer Resorptionen und also chemischer Deformationen abgekürzt und zugleich die Möglichkeit für ein längeres Weiterwachsen der Einsprenglinge genommen, wodurch gegenseitige Formverkümmerung eintreten könnte.

Die wesentlichsten Verschiedenheiten in der porphyrischen Structur sind durch die Ausbildung der Grundmasse bedingt. Bei der Verfestigung derselben wirken sich offenbar zwei Momente entgegen: die zur Ausscheidung krystalliner Verbindungen führende chemische Verwandtschaft und die zu amorpher Erstarrung führende rasche Temperaturabnahme. Denken wir uns dies erste Moment sehr gross gegenüber dem zweiten, so wird die bei der Effusion noch vorhandene schmelzflüssige Mutterlauge in lauter krystalline Verbindungen zerfallen und wir haben eine holokrystalline Grundmasse; die Structur des Ergussgesteines heisse dann eine holokrystallin-porphyrische. Wenn dagegen die Abkühlung nach der Eruption so rapide fortschreitet, dass die chemische Verwandtschaft nicht wirksam werden kann, so muss die noch vorhandene schmelzflüssige Mutterlauge amorph erstarren, wir erhalten eine glasige Grundmasse und das Ergussgestein hat vitroporphyrische Structur. Es fehlen dann die jüngeren Generationen der Gemengtheile mehr oder weniger vollständig. — Zwischen diesen beiden Ausbildungsformen in der Mitte steht die hypokrystallin-porphyrische Structur, bei welcher das Ergussgestein eine aus krystallinen Ausscheidungen und amorph erstarrten Theilen der Mutterlauge gemischte Grundmasse besitzt. Diese letztere Art der porphyrischen Structur ist einer grossen Mannichfaltigkeit der Ausbildung fähig, welche erst später zur Darstellung gelangen kann.

Die vergleichende mikroskopische Untersuchung der Gesammtheit aller Einsprenglinge einerseits mit Componenten einer holokrystallinen Grundmasse andererseits lehrt, dass die Recurrenz gleicher oder gleichartiger Mineralbildungen, wie sie unter den

Einsprenglingen auftreten, auch in der Grundmasse sich im Allgemeinen nicht auf alle oben unterschiedenen vier Gruppen von Gemengtheilen erstreckt. Es fehlt oft eine oder mehrere derselben und hier besteht, im Gegensatz zu dem oben aufgestellten Gesetz für die Einsprenglinge, die Regel, dass fast niemals eine frühere Gruppe von Gemengtheilen in der Grundmasse auftritt, wenn eine spätere fehlt. Es sind ganz wesentlich die Gemengtheile der Gruppen 3 und 4, welche wir in den Grundmassen antreffen; nur bei recht basischen Gesteinen geht die Recurrenz der Generationen bis in die 2. und selten bis in die 1. Gruppe zurück. Ob und welche Unterschiede in der chemischen Constitution zwischen Gemengtheilen der 2. Gruppe einer älteren und einer jüngeren Generation vorhanden seien, darüber liegen bisher kaum sichere Beobachtungen vor. Man hat dagegen bei der vergleichenden Untersuchung der Feldspathe älterer und jüngerer Generationen in den verschiedensten porphyrischen Gesteinen theils es sicher nachweisen, theils es sehr wahrscheinlich machen können, dass die Acidität der verschiedenen Generationen im umgekehrten Verhältniss zu ihrem Alter steht.

Hieraus, sowie aus der Thatsache, dass im Allgemeinen auch in der Grundmasse die Reihenfolge der Ausscheidungen in der oben angegebenen Sequenz verläuft, folgt, dass nicht nur während der Periode intratellurischer krystalliner Entwicklung stets der als Mutterlauge vorhandene Gesteinrest saurer ist, als das Gesammtgestein, sondern dass auch im Augenblick der Eruption und in jedem Abschnitt der Effusionsepoche diese Beziehung zwischen dem jeweils vorhandenen Reste schmelzflüssiger Mutterlauge (eventuell wasserfrei gedacht) und dem Gesammtgestein bestehen muss. Andererseits muss natürlich in jedem Augenblick der Gesteinsentwicklung die Summe der krystallinen Ausscheidungen basischer sein, als das Gesammtgestein. Letztere Differenz wird bei holokrystalliner Entwicklung der Grundmassen immer kleiner werden, bis sie $= 0$ ist. — Soweit bisher chemische analytische Untersuchungen zur Controle der hier aus der mikroskopischen Beobachtung abgeleiteten Verhältnisse vorliegen, liefern sie eine vollkommene Bestätigung. Es bedarf nicht der Erwähnung, dass natürlich metasomatische Vorgänge (Verwitterung) diese Verhältnisse trüben, ja sogar verwischen können.

Bei holokrystallinen Grundmassen variirt die Modalität der Ausbildung wiederum, je nachdem die Gemengtheile derselben alle

eine mehr oder weniger vollkommen idiomorphe Begrenzung zeigen, oder eine solche nur einigen Gemengtheilen zukommt oder endlich allen Gemengtheilen fehlt. Die hieraus sich ergebenden Structurverhältnisse der Grundmassen sollen nach Analogie der Tiefen- und Ganggesteine als panidiomorph-, hypidiomorph- und allotriomorph-körnig bezeichnet werden.

Die amorphen oder doch nicht streng nachweisbar krystallinen Theile hypokrystalliner Grundmassen von Ergussgesteinen pflegt man nach Vorgang von Zirkel mit einem nicht gerade glücklich gewählten, aber ziemlich allgemein angenommenen Worte Basis zu nennen. Früher hatten Vogelsang und ich dieselben, allerdings auch nicht glücklich, als Magma bezeichnet und diese Benennung erscheint noch heute hie und da in der Literatur. Es ist besser, dieselbe ganz fallen zu lassen.

Aus Gründen, die z. Th. pag. 6 angedeutet wurden, z. Th. in der historischen Entwicklung der Geologie und Petrographie zu suchen sind, hat man die Ergussgesteine in eine ältere und jüngere Reihe gesondert, welche hier als palaeovulkanische und neovulkanische Ergussgesteine geschieden worden sind. Wie weit diese Unterscheidung sich auch petrographisch rechtfertigen lässt, kann an dieser Stelle nicht angegeben werden. Aus der im Folgenden gegebenen Darstellung beider Gruppen von Ergussgesteinen wird der Leser selbst sich am besten eine Ansicht bilden können.

Die palaeovulkanischen Ergussgesteine stellen nach mineralogischer und chemischer Zusammensetzung eine ziemlich continuirliche Reihe dar, welche der Reihe der Tiefengesteine — von den oben erwähnten unterscheidenden Charakteren abgesehen — parallel läuft. Die Mannichfaltigkeit dieser Reihe ist eine geringere, als diejenige der neovulkanischen Ergussgesteine. Man pflegt der älteren Reihe der Ergussgesteine als petrographisch charakterisirend eine mehr lithoide oder steinige Ausbildung der Grundmassen nachzusagen, während glasige Ausbildung mehr für die neovulkanischen Gesteine bezeichnend sein würde. Es ist einspruchslos nachweisbar, dass in vielen Fällen dieser Unterschied dort, wo er auftritt, kein primärer, sondern ein secundärer sei; in andern Fällen kann dieser Beweis nicht geführt werden.

Innerhalb der palaeovulkanischen Ergussgeteine unterscheidet man nach dem chemischen und mineralogischen Bestande die folgenden Hauptgruppen:

1) Familie der Quarzporphyre und Quarz-Keratophyre, sie sind die palaeovulkanischen Aequivalente der Granitgesteine und bei normaler Entwicklung durch das Auftreten der Combination Quarz-Alkalifeldspath unter den Einsprenglingen charakterisirt.
2) Familie der quarzfreien Porphyre und Keratophyre; palaeovulkanische Aequivalente der Syenite, sind sie mineralogisch durch das Herrschen der Alkalifeldspathe und das Fehlen des Quarzes unter den Einsprenglingen charakterisirt. Die Grundmasse enthält sehr oft Quarz.
3) Familie der Porphyrite; palaeovulkanische Aequivalente der Dioritgesteine, sind sie durch herrschende Kalknatronfeldspathe unter den Einsprenglingen gekennzeichnet, welche von Biotiten, Amphibolen oder rhombischen Pyroxenen begleitet werden. Es giebt quarzhaltige und quarzfreie Arten.
4) Familie der Melaphyre; palaeovulkanische Aequivalente der Gabbrogesteine, sind sie durch herrschende basische Kalknatronfeldspathe als Einsprenglinge charakterisirt, welche von Augit begleitet werden. Es giebt olivinhaltige und olivinfreie Arten.
5) Familie der Diabase; meistens altpalaeozoische Effusivformen gabbroider Magmen von eigenthümlich körniger oder doch angenähert körniger Structur. Es giebt olivinfreie und olivinhaltige Arten. Sie verschwimmen zeitlich und structurell mit den Melaphyren.
6) Familie der Pikritporphyrite; palaeovulkanische Analoga der Peridotite; ihnen fehlt der Feldspath unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse; sie sind im Allgemeinen reich an Olivin.

Vortertiäre Ergussgesteine, welche den foyaitischen, theralithischen und ijolithischen Typen der Tiefengesteine entsprechen würden, kennt man nur vereinzelt. Sie sind in diesem Buche mit den neovulkanischen Ergussgesteinen vereint.

Die Reihe der neovulkanischen Ergussgesteine ist mannichfaltiger, als die Reihe sowohl der Tiefengesteine, wie auch der palaeovulkanischen Ergussgesteine. Es ist jedoch zu erinnern, dass für eine grosse Anzahl der tertiären und recenten Eruptivgesteine die Altersbestimmung unsicher und oft nur durch Analogieschluss aus ihrer mineralogischen Zusammensetzung abge-

leitet ist. Die typische Form, in welcher die neovulkanischen ebenso wie die palaeovulkanischen Gesteine auftreten, ist die von Strömen und Decken; selbstverständlich finden wir sie auch als Gänge, als sog. volcanic necks und als Stöcke; dann allerdings von meist unbedeutenden Dimensionen. In wie weit solche intrusive Lagerungsformen die normale Structur dieser, der Regel nach effusiven, Massen verändern können, wird die Einzelbesprechung ergeben. Wie alle Ergussgesteine, sind auch die neovulkanischen oft von losen Auswurfsmassen in lockerem oder verfestigtem Zustande (Tuffen) begleitet.

Nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung lassen sich die neovulkanischen Ergussgesteine in folgende Familien eintheilen:

1) Die Familie der Liparite und Pantellerite; sie sind die jüngeren Aequivalente der palaeovulkanischen Quarzporphyre und Quarzkeratophyre und entsprechen somit den granitischen Felsarten unter den Tiefengesteinen. Dem Mineralbestande nach sind sie durch die Combination eines Alkalifeldspaths mit Quarz bei normaler Entwicklung unter den Einsprenglingen charakterisirt.

2) Die Familie der Trachyte und basischeren Pantellerite; sie bilden die Parallele zu den quarzfreien Porphyren und Keratophyren der älteren Ergussgesteinsreihe und entsprechen den Syeniten unter den Tiefengesteinen. Mineralogisch sind sie durch das reichliche Auftreten eines Alkalifeldspaths und das Fehlen des Quarzes unter den Einsprenglingen gekennzeichnet. Hervorzuheben gegenüber gewissen quarzfreien Porphyren ist das hier allgemeine Fehlen des Quarzes auch in der Grundmasse. Sie haben diese Eigenschaft gemeinsam mit den alten Rhombenporphyren.

3) Die Familie der Phonolithe und Leucitophyre; sie werden gemeinschaftlich durch die quarzfreie Combination eines Alkalifeldspaths mit Nephelin oder Leucit, beziehungsweise mit diesen beiden Mineralien unter den Einsprenglingen bestimmt. Sie entsprechen den Elaeolithsyeniten und Leucitsyeniten in der Reihe der Tiefengesteine.

4) und 5) Die Familie der Dacite und Andesite; sie bilden Parallelen zu den dioritischen Felsarten unter den Tiefengesteinen, zu den Porphyriten in der älteren Ergussgesteinsreihe. Dem Mineralbestande nach werden sie durch herrschenden Kalknatronfeldspath unter den Einsprenglingen bestimmt, mit welchem Biotit, Amphibol oder Pyroxen vergesellschaftet sind. Es giebt quarzhaltige Arten (Dacite) und quarzfreie (Andesite).

6) Die Familie der Basalte; sie sind die neovulkanischen Aequivalente der Melaphyre und Diabase, entsprechen somit den Gabbrofelsarten unter den Tiefengesteinen. Es giebt olivinhaltige und olivinfreie Arten. Mineralogisch sind sie durch die Combination eines im Allgemeinen basischen Kalknatronfeldspaths mit Augit charakterisirt.

7) Die Familie der Tephrite; sie wird durch die Combination eines meist basischen Kalknatronfeldspaths mit Nephelin oder Leucit oder diesen beiden Mineralien gekennzeichnet. Unter den Tiefengesteinen stehen die Essexite und Theralithe der nephelinführenden Abtheilung parallel. Es giebt olivinfreie und olivinhaltige Arten.

8) Die Familie der Leucitgesteine. Es giebt olivinhaltige und olivinfreie Arten. Die Combination Leucit mit Augit ist für sie bestimmend.

9) Die Familie der Nephelingesteine; sie entsprechen dem Ijolith und z. Th. dem Skonkinit unter den Tiefengesteinen und werden durch die feldspathfreie Combination von Nephelin mit Augit charakterisirt. Es giebt olivinhaltige und olivinfreie Arten.

10) Die Familie der Melilithgesteine; sie wird im Allgemeinen durch die Mineralcombination Melilith-Augit bestimmt. Olivinfreie Arten sind unbekannt.

11) Die Familie der Limburgite und Augitite; den Limburgiten entsprechen gewisse Pikritporphyrite und die Pikrite, sowie gewisse Pyroxenite der Essexitreihe bis zu einem bestimmten Grade. Mineralogisch sind sie durch das Fehlen des Feldspaths, Nephelins, Leucits und Meliliths bestimmt.

Die Familien 7—11 sind durch grosse chemische und structurelle Verwandtschaften nahe verknüpft und es ist ganz besonders hervorzuheben, dass die in ihnen vorliegenden Mischungen in der Reihe der lamprophyrischen Ganggesteine eine z. Th. eigenartige Gestaltung gewonnen haben, die zu einer gesonderten Behandlung nöthigte. In andern Fällen zeigen die gangförmige und die ergussförmige Ausgestaltung dieser Magmen keine Verschiedenheit; dann war eine gesonderte Behandlung unnöthig.

In ähnlicher Weise begegnen wir bei den Familien 1 und 2 der palaeo- und neovulkanischen Ergussgesteinsreihen gewissen chemischen Typen der aplitischen Ganggesteine (Apliten, Lestiwariten, Bostoniten u. s. w.) wieder. Auch hier nöthigte die verschiedenartige Ausbildung zu gesonderter Behandlung.

Es kann kein Zweifel darüber obwalten, dass die normale Entwicklungsform der effusiven Facies eines granitischen, syenitischen, dioritischen u. s. w. Magmas in deutlicherer und weniger veränderter Gestalt uns vorliegt in liparitischen, trachytischen, dacitischen und andesitischen Laven, beziehungsweise in Lipariten, Trachyten, Daciten und Andesiten als in den so viel älteren und daher umgestalteten Quarzporphyren, quarzfreien Porphyren, Porphyriten u. s. w. Es ist daher naturwidrig, die verwickelten Verhältnisse der so vielfach veränderten palaeovulkanischen Ergussgesteine erforschen und erklären zu wollen, ehe man die einfachere Gestaltung der unveränderten jüngeren Ergussmassen kennen gelernt hat.

Es soll daher die Beschreibung der jüngeren Ergussgesteine je derjenigen der entsprechenden älteren vorausgeschickt werden.

III. A. 1. Die Familie der Liparite und Pantellerite.

Literatur.

A. D'Achiardi, Della trachite e del porfido quarziferi di Donatico presso Castagneto nella prov. di Pisa. Atti Soc. Tosc. Sc. nat. Pisa. VII. 1885.

Giov. D'Achiardi, Roccie eruttive del bacino boratifero di Sultan-Tchaïr. Proc. verb. Soc. tosc. Sc. nat. Pisa. 1894.

E. Artini, Appunti petrografici sopra alcune roccie italiane. Rend. R. Istituto Lombardo. 1891. (2.) XXV. fasc. 18—19.

H. Bäckström, Über angeschwemmte Bimssteine und Schlacken der nordeuropäischen Küsten. Bihang till K. Svenska Vet.-Akad. Handl. 1890. XVI. Afd. II. No. 5.

— Beiträge zur Kenntniss der isländischen Liparite. G. F. i Stockh. Förhdl. 1891. XIII. 637.

Fr. Becke, Untersuchungen an kaukasischen Eruptivgesteinen. (In H. Abich, Geologische Forschungen in den kaukasischen Ländern. II. Geologie der armenischen Hochebene. 1.) Westhälfte. Wien 1882. 329—364.

Geo. F. Becker, Geology of the quicksilver deposits of the Pacific Slope. Monographs U. S. geol. Survey. XIII. Washington 1888.

H. Behrens, Die Gesteine der Vulkane von Java. Natuurk. Verhd. Kon. Akad. XXIII. Amsterdam 1884.

A. Bergeat, Zur Geologie der massigen Gesteine der Insel Cypern. T. M. P. M. 1892. XII. 263.

— Zur Kenntniss der jungen Eruptivgesteine der Republik Guatemala. Z. D. G. G. 1894. XLVI. 131.

S. Bertolio, Note sur quelques roches des Collines Euganéennes. Bull. Soc. géol. Fr. (3.) XXI. 406. 1893.

— Studio micrografico di alcune roccie dell' Isola di San Pietro (Sardegna). Boll. Com. geol. d'Italia. 1894. No. 4.

— Sulle Comenditi, nuovo grupo di rioliti con aegirina. Rend. R. Accad. Lincei. 1895. (5.) IV. 48.

R. Bréon, Notes pour servir à l'étude de la géologie de l'Islande et des îles Foeroe. Paris 1884.

Lor. Bucca, Contribuzione allo studio petrografico dell' agro Sabatino e Cerite (prov. di Roma). Boll. R. Com. geol. Roma. 1886. No. 5 u. 6.

Salv. Calderon y Arana, Estudio petrografico sobre las rocas volcanicas del Cabo de Gata é Isla de Alborán. Bolet. de la Comision del mapa geológ. de España. IX. 1882.

J. H. Caswell, Microscopical petrography of the Black Hills of Dakotah. Washington 1880.

Gr. A. J. Cole, Devitrification of cracked and brecciated obsidian. Min. Mag. 1891. IX. 272.

Gr. A. J. Cole and G. W. Butler, On the lithophyses in the obsidian of the Rocche Rosse, Lipari. Q. J. G. S. 1892. XLVIII. 438.

E. Cortese e V. Sabatini, Descrizione geologico-petrografica delle Isole Eolie. Mem. descritt. delle Carta geol. d'Italia. VII. Roma 1892.

Ch. Whitman Cross, On Sanidine and Topaz etc. in the Nevadite of Chalk Mountain, Colorado. Amer. Journ. XXVII. Febr. 1884. 94.

— On the occurrence of topaze and garnet in lithyphyses of rhyolite. Amer. Journ. June 1886. XXXI. No. 186. 432—438.

— Petrography of the Leadville region. Monograph XII. U. S. geol. Survey. Washington 1887.

— On some eruptive rocks from Custer Co., Col. Proceed. Colorado Scientific Soc. 1887. 228.

— Geology of the Rosita Hills, Custer Co., Col. Proceed. Colorado Scientific Soc. 1890. 269.

— Constitution and origin of spherulites in acid eruptive rocks. Philosophical Society of Washington. Bull. XI. 411. 1891.

— Alunite and diaspore from the Rosita Hills, Col. Amer. Journ. 1891. XLI. 466.

J. Curie et G. Flamand: Étude succincte sur les roches éruptives de l'Algérie. 1889.

K. Dalmer, Die Quarztrachyte von Campiglia und deren Beziehungen zu granitporphyrartigen und granitischen Gesteinen. L. J. 1887. II. 206. — cf. B. Lotti, Boll. Com. geol. d'Italia. 1887. 27.

Corn. Doelter, Über einige Trachyte des Tokay-Eperieser Gebirges. T. M. M. 1874. 212.

— Die Vulkangruppe der pontinischen Inseln. Denkschr. k. k. Akad. Wiss. Wien. XXXVI. 1875.

— Die Producte des Vulkans Monte Ferru. Ibid. XXXIX. 1878.

R. von Drasche, Zur Kenntniss der Eruptivgesteine Steiermarks. T. M. M. 1873. 1.

— Fragmente zu einer Geologie der Insel Luzon. Wien 1878.

R. Wing Easton, Een geologische verkenning in de Tobalanden. Bijdrage tot de geologi van Sumatra. Jaarb. van het Mijnwezen in Nederl. Oost-Indië. 1894. XXIII. 157.

Fr. Eigel, Über einige trachytische Gesteine von der Insel S. Pietro. T. M. P. M. 1886. VIII. 62.

— Über einige Eruptivgesteine der pontinischen Inseln. T. M. P. M. 1886. VIII. 73.

L. Erös, Die Trachyte und Granite Ost-Serbiens. (Auszug in F. K. 1894. XXIV. 348.)

G. Flink, Kraflit från Krafla. Bihang till K. Svenska Vet. Akad. Handl. 1886. 64.

H. Förstner, Nota preliminare sulla geologia dell' Isola di Pantelleria. Boll. Com. geol. d'Italia. Roma 1881.

— Über die Feldspäthe von Pantelleria. Z. X. 1883. VIII. 133.

F. Fouqué, Contribution à l'étude des feldspaths des roches volcaniques. Bull. Soc. min. Fr. 1894. XVII. 983.

F. Fouqué et A. Michel-Lévy, Note sur le perlitisme. Bull. Soc. min. Fr. 1878. I. 17.

— Sur quelques faits nouveaux de perlitisme des roches et sur la reproduction artificielle des fissures perlitiques. C. R. 25 mai 1878.

H. Francke, Studien über Cordillerengesteine. Apolda 1875.
Frank. A. Gooch, Bimsstein von Indefatigable und Abingdon (Gallópagos). T. M. M. 1876. 137.
Arn. Hague, Abstract of report on the geology of the Eureka District, Nevada. Washington 1883.
— The geology of the Eureka District, Nevada. U. S. geol. Survey Monographs. vol. XX. Washington 1892.
Arn. Hague and Jos. P. Iddings, Notes on the volcanic rocks of the Great Basin. Amer. Journ. XXVII. No. 162. June 1884.
Eug. Hussak, Die Trachyte von Gleichenberg. Mittheil. d. naturw. Ver. f. Steiermark. 1878.
— Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine der Umgegend von Schemnitz. S. W. A. 1880. LXXXII.
F. W. Hutton, On the rocks of the Hauraki goldfields. Proceed. Austral. Ass. for the adv. of sc. 1888. 245.
Hyades, Géologie du Cap Horn. Paris 1887.
J. P. Iddings, On the occurrence of Fayalite in the lithophyses of obsidian and rhyolite in the Yellowstone National Park. Amer. Journ. 1885. XXX. July. 58—60.
— The nature and origin of lithophyses and the lamination of acid lavas. Amer. Journ. Jan. 1887. XXXIII. No. 193. 36.
— Obsidian Cliff, Yellowstone National Park. 7th Annual Rep. U. S. geol. Survey. Washington 1888.
— On a group of volcanic rocks from the Tewan Mountains, New Mexico, and on the occurrence of primary quartz in certain basalts. U. S. geol. Survey. Bull. No. 66. 1890.
— Spherulitic crystallisation. Philos. Soc. of Washington. Bull. XI. 445. 1891.
— Microscopical petrography of the eruptive rocks of the Eureka District, Nevada. U. S. geol. Survey Monographs. vol. XX. Washington 1892.
J. P. Iddings and S. L. Penfield, Fayalite in the Obsidian of Lipari. Amer. Journ. 1890. XL. 75.
— Minerals in hollow spherulites of rhyolite from Glade Creek, Wyoming. Amer. Journ. 1891. XLII. 39.
K. Jimbo, Explanatory text to the geological map of Hokkaide. Tokyo 1890.
— General geological sketch of Hokkaido, with special reference to the petrography. Hokkaido 1892.
C. v. John, Über krystallinische Gesteine Bosniens und der Hercegowina. Wien 1880.
— Über die von H. Dr. Wähner aus Persien mitgebrachten Eruptivgesteine. Jahrb. k. k. geol. R. 1885. XXXV. 37—46.
H. J. Johnston-Lavis, Note on the lithophyses in obsidian of the Rocche Rosse, Lipari. Geol. Mag. 1892. (3.) IX. 341 u. 488.
J. W. Judd, On Marekanite and its allies. Geol. Mag. June 1886. (3.) III. No. 264. 241.
Ad. Kenngott, Über einen Obsidian vom Hekla auf Island. L. J. 1870. 529.
— Beobachtungen an Dünnschliffen eines kaukasischen Obsidians. Verhdlg. Akad. Wiss. Petersburg 1869.
— Weitere Mittheilungen über den kaukasischen Obsidian. Ibid. 1870.
B. Kolenko, Mikroskopische Untersuchung einiger Eruptivgesteine von der Banks-Halbinsel, Neuseeland. L. J. 1885. I. 1—20.

A. von Lasaulx, Petrographische Studien an den vulkanischen Gesteinen der Auvergne. L. J. 1872. 281 sqq. 337 sqq.

— Der tridymitreiche Quarztrachyt vom Tardree Mt. in der Grafschaft Antrim. T. M. P. M. 1878. I. 410—418.

— Über die sog. Liparite oder Sanidophyre aus dem Siebengebirge. Sitzungsber. d. niederrhein. Ges. 2. März 1885.

H. Lenk, Über Gesteine aus Deutsch-Ostafrika. Aus „Baumann, Durch Massailand zur Nilquelle". 1894.

W. Lindgren, Eruptive Rocks from Montana. Tenth Census of the U. S. 1880. XV. 719.

R. V. Matteucci, La regione trachitica di Roccastrada (Maremma toscana). Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1890. (3.) I. 237.

— Note geologiche e studio chimico-petrografico sulla regione trachitica di Roccastrada in provincia di Grosseto. Boll. Soc. geol. ital. Roma. 1892. X. fasc. 4.

G. P. Merrill, Notes on some eruptive rocks from Galatin, Jefferson and Madison Counties, Montana. Proceed. U. S. Nat. Museum. XVII. 637. Washington 1895.

A. Michel-Lévy, Observations sur l'origine des roches éruptives, vitreuses et cristallines. C. R. 16 Octobre 1876.

— La chaîne du Puys. Bull. Soc. géol. Fr. 1891. (3.) XVIII. 696.

— Le Mont-Dore et ses alentours. Ibid. 1891. (3.) XVIII. 743.

H. Möhl, Quarztrachytlava von G. Lamongang bei Probolinga in Ost-Java. L. J. 1874. 692.

— Trachytpechstein von Bromo bei Passerocang in Ost-Java. L. J. 1874. 690.

W. Möricke, Einige Beobachtungen über chilenische Erzlagerstätten und ihre Beziehungen zu Eruptivgesteinen. T. M. P. M. 1891. XII. 186.

O. Mügge, Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg 1885. cf. L. J. B.-B. IV. 576—609. 1886.

J. Niedzwiedzki, Über Gesteine der Insel Samothrake. T. M. M. 1875. II.

— Gesteine von Aden. S. W. A. LXIII. 1871.

— Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des westlichen Balkan. S. W. A. LXXIX. März 1879.

A. Osann, Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine des Cabo de Gata. Z. D. G. G. 1891. XLIII. 688.

— Über Zwillingsbildung an Quarzeinsprenglingen aus liparitischen Gesteinen des Cabo de Gata. L. J. 1891. I. 108.

— Report on the rocks of Trans-Pecos, Texas. Geol. Survey of Texas. 4th Annual Rep. 123. Austin 1893.

— Beiträge zur Geologie und Petrographie der Apache (Davis) Mts., Westtexas. T. M. P. M. 1896. XV. 394.

W. Pabst, Untersuchung von chinesischen und japanischen zur Porcellanfabrikation verwandten Gesteinsvorkommnissen. Z. D. G. G. XXXII. 1880. 223—261.

Ch. Pallache, The soda-rhyolite North of Berkeley, University of California Bull. Dep. of geology. I. 61. Berkeley 1893.

Hor. B. Patton, Concretions of chalcedony and opal in obsidian and rhyolite in Colorado. Col. Scient. Soc. No. 4. 1895.

A. Pelz und E. Hussak, Das Trachytgebiet der Rhodope. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1883. XXXIII. 115—130.

G. Primics, Zur petrographischen Kenntniss von Bosnien. F. K. 1881. XI. 195—199.
G. vom Rath, Geognostische Mittheilungen über die Euganäischen Berge bei Padua. Z. D. G. G. 1864. XVI. 461.
— Ein Besuch Radicofanis und des Monte Amiata. Z. D. G. G. 1865. XVII. 399.
— Beiträge zur Petrographie. Z. D. G. G. 1875. XXVII. 296—302 u. 341—343.
— Liparit von Ponza. Sitzungsber. niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. 3. Mai 1886. Bonn.
— Gesteine vom National-Park. Ibid. 7. Juni 1886.
— Einige geologische Wahrnehmungen in Griechenland. Ibid. 7. März 1887.
A. Renard, Notice sur les roches de l'île de l'Ascension. Bull. Mus. Roy. Belg. 1887. V. 5.
A. Rosiwal, Beiträge zur geologischen Kenntniss des östlichen Afrika. Denkschr. d. math.-naturw. Classe d. Akad. d. Wiss. Wien. LVIII. 1891.
J. Roth, Zur Kenntniss der Ponza-Inseln. M. B. A. 1882. XXIX. 623—635.
— Gesteine von Aden. M. B. A. 13. Januar 1881.
Frank Rutley, On some structures in Obsidian, Perlite and Leucite. Monthly microsc. Journ. April 1876. 176—183.
— On strain in connection with crystallisation and the development of perlitic structure. Q. J. G. S. 1884. XL. No. 159. 340—347.
— The microscopic character of the vitreous rocks of Montana, U. S. A. Q. J. G. S. 1881. XXXVII. No. 147. 391.
— On composite spherulites in Obsidian from Hot Springs near Little Lake, Cal. Q. J. G. S. 1890. XLVI. No. 183. 423.
— On a spherulitic and felsitic obsidian from Pilas, Jalisco, Mexico. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 531.
V. Sabatini, Descrizione geologica delle Isole Pontine. Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1893. XXIV. 228.
P. Schirlitz, Isländische Gesteine. T. M. P. M. 1882. IV. 414.
C. W. Schmidt, Die Liparite Islands in geologischer und petrographischer Beziehung. Z. D. G. G. 1886. XXXVII. 737.
A. Stelzner, Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der argentinischen Republik. Cassel u. Berlin 1885.
— Über eigenthümliche Obsidianbomben aus Australien. Z. D. G. G. 1893. XLV. 299.
J. Szabó, Trachyte und Rhyolithe der Umgebung von Tokay. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1866. XVI.
J. Szadeczky, Petrographische und geologische Verhältnisse des centralen Theils der Tokaj-Eperieser Gebirgskette in der Umgebung von Pusztafalu. F. K. 1889. XIX. 289—299 u. 372—383.
C. A. Tenne, Gesteine vom Cerro de las Navajas, Mexico. Z. D. G. G. 1885. XXXVII. 610—620.
A. P. W. Thomas, Report on the eruption of Tarawera and Rotomahana, N. Z. New Zealand 1888.
G. Toula, Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan. L. J. 1890. I. 273.
St. Traverso, Su alcune rocce di Fontanaccio e di Flumentorgiu in Sardegna. Atti Soc. Ligustica Sc. nat. e geogr. 1895. VI. fasc. 3—4.
— Rocce di Sipora (Isole Mentavei). Ibid. 1895. VI. 1. Genova.
— Rocce vulcaniche e metamorfiche dell' Altipiano di Toba nell' isola di Sumatra. Annal. Museo Civico di Stor. Nat. Genova. (2.) XVI. 1896.

H. W. Turner, The lavas of Mount Ingalls, California. Amer. Journ. 1892. XLIV. 455.
— The rocks of the Sierra Nevada. U. S. geol. Survey. 14th Annual Report. 441. Washington 1894.
Ch. Vélain, Description géologique de la presqu'île d'Aden, de l'île de la Réunion, des îles St. Paul et Amsterdam. Paris 1878.
H. Vogelsang, Sur les cristallites. Arch. néerland. 1872. VII.
— Die Krystalliten; nach dem Tode des Verfassers herausgegeben von F. Zirkel. Bonn 1875.
— Philosophie der Geologie. Bonn 1867. 145.
W. W. Watts, Note on the occurrence of perlitic cracks in quartz. Q. J. G. S. 1894. L. 367.
P. Wenjukoff, Die eutaxitischen Gläser der Liparite. Arbeiten der Gesellsch. d. Naturf. St. Petersburg. XXI. 1890. 16.
J. Fr. Williams, Über den Monte Amiata und seine Gesteine. Stuttgart 1887. B.-B. V.
G. Wyrouboff, Note sur les figures de corrosion des silicates amorphes. Bull. soc. minér. Fr. 1879. No. 8.
Ram. Adan de Yarza, Las rocas eruptivas de Vizcaya. Madrid 1879.
Ferd. Zirkel, Mikroskopische Gesteinsstudien. S. W. A. XLVII. 1863.
— Petrographische Untersuchungen über rhyolithische Gesteine der Taupo-Zone. Wien 1864.
— Mikroskopische Untersuchungen über glasige und halbglasige Gesteine. Z. D. G. G. 1867. XIX. 788.
— Schillernder Obsidian vom Cerro de las Navajas in Mexico. L. J. 1872. 1.

Mineralogische Zusammensetzung der Liparite und Pantellerite.

Der Name Liparit wird hier fast genau in demselben Sinne gebraucht, in welchem ihn J. Roth 1861 eingeführt hat. Er bezeichnet in der neovulkanischen Ergussgesteinsreihe die alkalireichen Glieder von so hohem Kieselsäuregehalt, dass eine holokrystalline Differenzirung unbedingt zur Ausscheidung freier Kieselsäure führen müsste. Dieselben besitzen überdies einen so niedrigen Gehalt an Kalkerde, dass eine irgendwie nennenswerthe Entwicklung von Kalknatronfeldspath ausgeschlossen ist.

Die Vergleichung des bisher angesammelten, zuverlässigen Analysenmaterials lässt erkennen, dass das relative Mengenverhältniss der Alkalien ein in weitesten Grenzen schwankendes ist; dem entspricht die mikroskopisch zu constatirende Thatsache, dass unter den Einsprenglingen bald ein ungestreifter, bald ein gestreifter Feldspath entschieden herrscht, während in andern Fällen beiderlei Feldspathe ziemlich gleichmässig neben einander unter den Einsprenglingen vorkommen. Nimmt man an, dass der ungestreifte Feldspath Sanidin sei, der gestreifte Feldspath der Albitreihe angehöre, so

kann man danach Sanidin-Liparite und Albit-Liparite* als die beiden Pole unterscheiden, zwischen denen eine recht vollkommene Übergangsreihe auftritt. Wie weit diese Deutung der Feldspath-Einsprenglinge berechtigt ist, wird durch fernere Untersuchungen festzustellen sein. Diese Untersuchungen werden auch besonders die Frage im Auge behalten müssen, welche Verbreitung in diesen Gesteinen der zuerst von Förstner in den Pantelleriten nachgewiesene Anorthoklas besitzt. Solange über diese Punkte sichere Aufschlüsse nicht vorliegen, wird es angezeigt sein, nur von Kali-Lipariten, Natron-Lipariten und Pantelleriten zu sprechen; erstere wären dann eventuell mineralogisch Sanidin-, die zweiten wären Albit-, die letzteren Anorthoklasgesteine. Für die ganze Gruppe würde etwa die Bezeichnung Quarztrachyte Verwendung finden können. — Dass diese Verschiedenheiten auch in den parallelen Reihen der palaeovulkanischen Erguss- und der Tiefengesteine auftreten, ist für die ersteren bereits heute eine unverkennbare Thatsache. Dass auch unter den Graniten Kali und Natron-Granite unterschieden werden können und müssen, tritt immer deutlicher hervor. Doch ist es auffallend und für die Lehre von der Spaltung der Eruptivmagmen von grosser Bedeutung, dass in den Tiefengesteinen das relative Verhältniss von K_2O und Na_2O in einem und demselben Vorkommen recht constant erscheint, dagegen bei den Ergussgesteinen oft auffällig wechselt. Man vergleiche z. B. die Analysen der grünen (Na_2O-reichen) und rothen (K_2O-reichen) Meissener Pechsteine.

Wie es unter den Quarzporphyren und Quarzkeratophyren Felsarten giebt, die ihrem Namen zum Trotz keinen Quarz unter den Einsprenglingen führen, so ist dieses auch bei den Quarztrachyten, ja hier anscheinend in noch viel grösserer Ausdehnung der Fall; dennoch wird die Unterscheidung solcher Gesteine von Trachyten im Allgemeinen keine Schwierigkeit machen. Die Structur giebt ziemlich sicheren Aufschluss. Wir deuten diese Eigenthümlichkeit hier ebenso, wie bei den Quarzporphyren ohne Quarzeinsprenglinge durch die Annahme, dass die Gesteine zur Eruption gelangten, bevor die intratellurische Periode der Quarzausschei-

* Pallache beschreibt einen typischen Albit-Liparit als Strom von postcretacischem Alter von Berkeley in Californien, den er Soda-Rhyolith nennt, theils mit glasiger, theils mit sphärolithischer Entwicklung, z. Th. auch stark verkieselt und dann reich an CaO, der wohl secundär ist. Die Bezeichnung Albit soll natürlich nicht heissen reiner Natronfeldspath, sondern Oligoklas-Albit.

dung begonnen hatte. — Danach sind die Quarztrachyte oder Liparite im weiteren Sinne die neovulkanischen Ergussformen der granitischen Magmen und durchaus äquivalent den palaeovulkanischen Quarzporphyren und Quarzkeratophyren, von denen sie nur aus historischen Gründen getrennt beschrieben werden.

Mit Quarz und Alkalifeldspath als den maassgebenden normalen Einsprenglingen pflegen magnesia- und eisenhaltige Mineralien in geringer Menge verbunden zu sein. Unter diesen ist der Biotit als entschieden verbreitetster Gemengtheil zu nennen. Entweder neben diesem oder selten ihn ersetzend treten Amphibole und Pyroxene auf. — Die Menge der freien Eisenerze ist stets eine minimale; man kennt Magnetit und Eisenglanz; Ilmenit ist bisher nicht mit Sicherheit nachgewiesen. — Wie allen Gesteinen, so eignet auch den Quarztrachyten ein im Allgemeinen sehr kleiner Gehalt an Apatit. — Der Zirkon, wenn auch nur sehr spärlich vorhanden, ist doch so allgemein verbreitet, dass man ihn in keinem Handstück ganz vermissen wird. Neben Quarz findet sich oft Tridymit, aber nie als eigentlicher Gemengtheil oder gar als Einsprengling.

An Übergemengtheilen sind die Quarztrachyte arm. Eine gewisse Bedeutung kommt hier nur dem Cordierit zu. Vereinzelt kennt man Titanit, Granat, Olivin, Orthit, Topas.

Die ungestreiften, hier dem Sanidin zugeschriebenen Feldspatheinsprenglinge sind fast stets tafelförmig nach M, selten säulenförmig nach der brachydiagonalen Axe und werden von den Flächen P, M, l, y und x begrenzt. D'Achiardi fand (403) $\frac{1}{3}P\infty$ an den Sanidinen der cordieritführenden Liparite von Donatico. Nur sehr untergeordnet kommen auch n, o, z vor. Der sehr verbreitete schalige Bau lässt oft das ursprüngliche Vorhandensein von Flächen erkennen, die in der definitiven Begrenzung durch Überwachsung verschwanden; so ist x oft in den inneren Zonen vorhanden, ohne äusserlich entwickelt zu sein. Ebenso lässt dieser Schalenbau die Krystallform dann noch reconstruiren, wenn sie durch chemische oder mechanische Deformation mehr oder weniger verloren ging. Die Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist zumal bei tafelförmigem Habitus sehr verbreitet; das Bavenoer Gesetz ist bisher nur spärlich beobachtet worden. — Die Spaltbarkeit nach P und M ist in hinreichend dünnen Schliffen sehr deutlich durch scharf parallele Risse ausgeprägt. — Die nach a säulenförmigen Kry-

stalle besitzen ausserdem eine angenähert orthopinakoidale Absonderung; die ihr entsprechenden Risse sind nie geradlinig, auch niemals streng parallel untereinander. Cross beschrieb (cf. auch Bull. U. S. geol. Survey No. 20, 75 sqq.) von Sanidinen der Quarztrachyte von Chalk Mountain im centralen Colorado und Ragged Mountain, Gunnison Co., Col. eine Theilbarkeit nach einem steilen positiven Hemidoma, welches er als $\frac{15}{2}P\bar{\infty}$ ($\bar{1}5.\ 0.\ 2$) berechnet. Die dieser Theilbarkeit entsprechenden Risse bilden auf Schnitten nach M mit der Trace von P einen Winkel von 72° 53'. Diese Sanidine sind natronreich. Cross betrachtete diese Theilbarkeit, welcher wie auch bei Adular und Murchisonit ein schöner blauer Lichtschein entspricht, nicht als eigentliche Spaltbarkeit. Interessant ist der Vergleich mit den Orthoklasen mancher Elaeolithsyenite, vergl. S. 146. Derselbe blaue Lichtschein wurde von Hague und Iddings in den Sanidinen von Lipariten des Eureka District, von Zirkel in solchen von Chataya Peak, Pah Ute Range, aus einer Schlucht N. vom Shoshone Pass, W. vom New Pass, Desatoya Mountain, von Iddings an den Sanidinen mancher, fast absolut plagioklasfreier Liparite der Tewan Mountains in New Mexico, die als farbige Gemengtheile etwas Augit und spärliche braune Hornblende führen, beobachtet. Dass derselbe auch hier auf die steile orthodomatische Theilbarkeit zurückzuführen ist, wurde von Cross für das Gestein von Pah Ute Range nachgewiesen. Spaltbarkeit nach einem steilen Orthodoma kommt auch im Sanidin des Eisenbacher Liparit vor.

Nach Osann ist dieser blaue Lichtschein charakteristisch auch für die Sanidine der Liparite von Trans-Pecos, Texas, als deren Typus die Decke bei Fort Davis beschrieben wird. Die Sanidine sind hier und ebenso am Muerto Spring prismatisch nach der Vertikalen mit (110) und (010) im Gleichgewicht, terminal (001) (201) und (021); letzteres oft so herrschend, dass (001) nur einen schmalen Streifen bildet. Die Krystalle brechen leicht nach einer etwa wie (100) liegenden Fläche, und auf dieser Bruchfläche, welche Seidenglanz besitzt, tritt der blaue Lichtschein am stärksten hervor. Auf (001) ist $a : a = 0°$, auf (010) $= 10{,}5° - 12°$. Lamellenbildung und perthitische Verwachsung fehlt vollständig. Auch hier zeigen die Schnitte nach M jene Spaltung nach einem positiven Hemidoma, etwa von der Lage ($\bar{1}5.0.2$), ausserdem aber noch kurze Spaltrisse, welche mit der Normalen auf P einen Winkel von 34° im stumpfen $\measuredangle \beta$ bilden und also der Trace eines negativen

Hemidomas (701) entsprechen, und solche, welche parallel der Trace von y (201) laufen und mit der Normalen auf P etwa 9°30′ im spitzen $\sphericalangle \beta$ einschliessen. Dieser Feldspath ist ein Natronsanidin mit spec. Gew. = 2,582. Osann möchte diese Risse als einer Gleitung entsprechend deuten, welche durch die hohe Beimischung des $Na\,Al\,Si_3\,O_8$-Moleküls hervorgerufen wurde.

Soweit Untersuchungen darüber vorliegen, zeichnen sich die Sanidine oft durch sehr kleine optische Axenwinkel aus, wobei auch wohl statt der normalsymmetrischen Axenlage die symmetrische vorkommt. Bucca erwähnt, dass bei $\varrho < v$ in den Sanidinen der lithoiden Quarztrachyte vom Monte Cucco bei Cervetri, vom Monte Santo und Monte Cisterna bei Sasso die Axenebene für roth senkrecht steht auf derjenigen für blau. Besonders bei wenig auskrystallisirten, zumal auch vitrophyrischen Lipariten scheinen kleine Axenwinkel häufig zu sein. Die bedeutenden Schwankungen in den Axenwinkeln machen sich schon im parallelpolarisirten Lichte durch die recht verschiedene Stärke der Doppelbrechung und die Lebhaftigkeit der hierdurch bedingten Interferenzfarben bemerklich.

Von Einschlüssen der Sanidine sind neben spärlichen Vorkommnissen der älteren Ausscheidungen (Biotit, Hornblende, Augit, Magnetit, Apatit und etwas häufiger trikliner Feldspath in oft paralleler Orientirung) besonders Glaseinschlüsse in unregelmässiger Gestalt oder in der Form des Wirthes zu erwähnen. Flüssigkeitseinschlüsse sind sehr selten, doch beobachtete sie z. B. Stelzner in Lipariten der Prov. Catamarca in Argentinien und Zirkel reichlich in einem Liparit von Sheep Coral Cañon, dessen Quarze nur Glaseinschlüsse führten. Cross giebt solche aus dem Sanidin eines Liparits der Black Hills im Leadville District an; sie führten die bekannten Würfelchen, ebenso wie die Quarzeinsprenglinge dieses Gesteins. — Dass Quarz als Einschluss in Sanidin vorkomme, berichten übereinstimmend Zirkel und Schirlitz von einem sonst quarzfreien Liparit, der gangförmig bei Raudarsbrida am Hammarsfjord im Ostland von Island auftritt. C. W. Schmidt bestreitet die Angabe. Ich fand sie vereinzelt im Sanidin des Nevadit des Chalk Mountain. — Gaseinschlüsse sind sehr verbreitet im Sanidin.

Zerbrechungen der Sanidinkrystalle in zwei oder mehr Fragmente sind häufig; chemische Corrosionen in manchen Gesteinen sehr verbreitet, in andern kaum bemerkbar. Bucca betont die

starke Corrosion der grossen Sanidinkrystalle in den Lipariten der Umgebung des Sees von Bracciano und bei Cervetri gegenüber den nicht corrodirten, von ihm auch für jünger gehaltenen gestreiften Feldspathen. — Den derben Habitus des Orthoklas besitzen die ungestreiften Feldspathe wohl nur im frischen Zustande. Zirkel giebt es an aus Liparit von der Insel Mokoia im Rotorua-See auf Neu-Seeland, Niedzwiedzki von solchen der Insel Samothrake.

Eine felderartig wechselnde Auslöschung, ähnlich derjenigen wie sie im Keratophyr verbreitet ist, kommt nicht selten vor, so z. B. sehr schön in den ungestreiften Feldspathen der ungarischen Liparite aus der Gegend von Schemnitz. Doch ist nur recht selten eine Zwillingsstreifung in diesen Feldern wahrnehmbar.

Auffallend ist die Seltenheit des Mikroperthit und Kryptoperthit in den Quarztrachyten bei ihrer chemischen Zusammensetzung. Osann giebt ihn als Einsprengling in den Lipariten der Torre della Testa am Cabo de Gata an, welche gangförmig den Hornblende-Andesit durchsetzen. Hier ist der Mikroperthit bisweilen granophyrisch mit Quarz durchwachsen. Ich beobachtete Mikroperthit neben Oligoklas als Einsprengling in einem nicht ganz frischen nevaditischen Liparit von der Strasse zwischen Manghi und Tiflis im Caucasus.

Der Anorthoklas, welcher in den Pantelleriten eine so bedeutende Rolle spielt, ist mit voller Sicherheit in den eigentlichen Lipariten nur selten nachgewiesen. Mit grosser Wahrscheinlichkeit bildet er einen Gemengtheil isländischer Liparite, die ja manche Beziehung zu den Pantelleriten haben und in deren Gläsern schon Breon diesen Feldspath vermuthete, und ähnlicher Vorkommnisse. Mit voller Bestimmtheit konnte ihn Osann im Liparit des Muerto Spring, Trans-Pecos, Texas, bestimmen. Er hat hier dieselben Formen und dieselbe Spaltbarkeit, wie der oben beschriebene Natronsanidin vom Fort Davis, nur fehlen die Risse nach (201) und (701). Auf P ist $a : a = 1{,}5^0$, auf M 7^0—10^0. Spec. Gew. = 2,594. Sie zeigen denselben blauen Lichtschein, wie die Natronsanidine vom Fort Davis.

Die Unterscheidung des Anorthoklas von den Plagioklas-Einsprenglingen ist schwierig. Diese dürften vorwiegend dem Oligoklas-Albit, dann dem Oligoklas angehören. Wo basischere Feldspathe, etwa wie der Labrador, den Breon spärlich im bläulichschwarzen Obsidian von Kaldalo zwischen Husafjell und Brunnöer auf Island angiebt, vorkommen, wird man, wie das auch Breon thut,

an fremde Einschlüsse aus basischem Eruptivgestein denken, die ziemlich verbreitet sind. Doch giebt es eine den Daciten genäherte Gruppe von Lipariten, deren grosse Plagioklas-Einsprenglinge Andesin sind und z. Th. dem Labrador nahe stehen.

Die Form der Plagioklas-Einsprenglinge ist gemeiniglich tafelförmig nach M. Zwillingslamellirung nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz allgemein verbreitet, nach dem Periklingesetz selten. — Zonarstructur ist häufig und lässt dann eine nach aussen zunehmende Acidität der Schalen erkennen. — Einschlüsse wie bei Sanidin.

Überwachsung des Plagioklas durch Sanidin ist bei einsprenglingsreichen und holokrystallinen Gesteinen nicht eben selten, dagegen recht selten bei einsprenglingsarmen. Oft lässt sich deutlich erkennen, dass vor der Überwachsung mit Sanidin eine peripherische Corrosion des Kalknatronfeldspaths stattfand, so dass die Grenze zwischen beiden gewellt und buchtenreich verläuft. Auch ohne die Sanidinhülle findet sich solche Corrosion am Plagioklas in manchen Gesteinen.

Der Quarz als Einsprengling ist idiomorph und hat die Dihexaëderform, oft mit schmalem ∞R; Mügge beobachtete mR am Quarz von Lipariten des Kilimandscharo-Gebiets. Eine subparallele Verwachsung wohl zwillingsartiger Theile eines scheinbar einheitlichen Individuums, welche bei den Quarzporphyren häufig ist, kommt auch hier vor, aber ungleich seltener. Osann schloss aus einer Riefung der Polkanten des Dihexaëders der Quarzeinsprenglinge eines Liparitbimssteins des Cabo de Gata auf Zwillingsbildung und wies dieselbe durch Ätzung nach. Unter 12 geprüften Krystallen fanden sich 7 Rechts- und 5 Linksquarze; Zwillinge von Rechts- und Linksquarz wurden nicht beobachtet. — Von einer beträchtlichen Volumänderung der Quarzeinsprenglinge bei der Abkühlung und Verfestigung der Liparite geben gelegentlich Spannungskreuze und Risse um die Glaseinschlüsse derselben Kunde. Eine Folge dieser Volumänderung ist die zumal peripherische Zerklüftung der Krystalle, so dass die Ecken förmlich losgesprengt sind. Dieser spröden Zerklüftung ist auch wohl die Häufigkeit scharfkantiger Quarzsplitter unter den Einsprenglingen zuzuschreiben. Der Quarz ist wasserhell durchsichtig auch da, wo er im auffallenden Lichte fast schwarz erscheint (Chalk Mountain im Leadville District nach Cross), wie in gewissen Keratophyren. — Der Quarz ist im Ganzen arm an Einschlüssen; neben rundlichen Fetzen oder Dihexaëdern von meistens

farblosem Glase (bräunlich fand es Zirkel in Lipariten des 40. Parallels) kommen gelegentlich die älteren Ausscheidungen oder nicht sicher bestimmbare Mikrolithe vor. Flüssigkeitseinschlüsse sind nicht so häufig, wie bei den Quarzporphyren; doch wurden sie mehrfach sicher constatirt, so von Sorby (Ponza), Niedzwiedzki (Samothrake), v. Lasaulx (Ravin de l'Usclade*), Stelzner (argentinische Provinz Catamarca). Auch Gaseinschlüsse sind im Ganzen selten. — Magmatische Corrosionen sind sehr verbreitet und führen dann zu den oft beschriebenen Einbuchtungen der Grundmasse in glasigem oder verändertem Zustande, wie ja auch die Glaseinschlüsse bisweilen mit Mikrolithen erfüllt oder durchaus schlackig verändert sind. Dass um die durch Resorption deformirten Quarze sich später eine trübe Quarzaureole abgesetzt hatte, beobachtete Osann an der Punta de la Testa, Cabo de Gata. — Wo der Quarz sich nicht unter den Einsprenglingen findet, da erscheint er bei mikrofelsitischer Ausbildung der Grundmasse gern in linsen- bis schlierenförmigen allotriomorph-körnigen Aggregaten, wie das ja auch bei Quarzporphyren der Fall ist. Man dürfte jedoch diese Erscheinung, welche von französischen Forschern meist als boutonnière benannt wird, gewiss als ein secundäres Gebilde, nicht als ursprüngliche Ausscheidung aus dem Magma richtig auffassen. — Als gleichmässig verbreiteter Gemengtheil der Grundmasse ist der Quarz mit Sicherheit nur in der Abtheilung der Nevadite nachweisbar und tritt hier in denselben Formen auf, wie in den mikrogranitischen Quarzporphyren.

Unter den farbigen Gemengtheilen hat ein tiefbraun durchsichtiger Biotit mit starker Absorption der parallel der Spaltbarkeit schwingenden Strahlen bei weitem die grösste Verbreitung. Er bildet idiomorphe, dünne hexagonale Tafeln und umschliesst gelegentlich die älteren Ausscheidungen, wie Apatit, Erze, Zirkon. Zwillingsbildungen nach dem Tschermak'schen Gesetz mit (001) als Verwachsungsebene scheinen selten zu sein (Glashütte bei Schemnitz). Biegungen und Knickungen infolge der Bewegung des Magmas sind recht verbreitet. Er verwittert zu unbestimmbaren, ganz mit Brauneisen durchtränkten Massen. Bei propylitischer Affection der Liparite findet sich wohl auch die Pseudomorphose von Epidot nach Biotit, wie sie Osann von Carizalejo am Cabo de Gata be-

* Nach Michel-Lévy enthalten die Liparite des Mont Dore nirgends Quarzeinsprenglinge. Ich sah solche in einem Handstück von Rigolet Bas.

schreibt. — Eine genauere Untersuchung dieses Minerals steht noch aus. Es kommen fast einaxige und solche Varietäten mit recht grossem Axenwinkel ($2E = 35^0$ bei Campiglia maritima) vor; letzteres beobachtete auch Bucca an Quarztrachyten und ihren Gläsern aus der Umgebung des See's von Bracciano. — Bemerkenswerth ist die Häufigkeit einer zweiten Generation von Biotit in sehr kleinen und äusserst dünnen Blättchen bei typisch effusiven Lipariten.

Brauner Amphibol ist nur in wenigen Lipariten sicher nachgewiesen worden. J. Roth nennt ihn aus Liparit von Aden, Tenne vom Cerro de las Navajas, Bucca fand ihn in Hyalolipariten der Gegend von Cervetri neben Biotit, Traverso in einem gangförmigen Hyaloliparit von Fontanaccio in Sardinien, der randlich in Tuffe übergehen soll. Stelzner bestimmte ihn neben Biotit in Gesteinen vom Pan de Azucar, Capillitas und zwischen den Gruben Rosario und Restauradora in der Prov. Catamarca, Argentinien; Schirlitz giebt ihn an aus hellgrünem Liparit vom Hofe Fagranes in Island mit ungewöhnlicher Absorption $b > c$ (Katophorit?). Er umwächst hier den Augit in paralleler Stellung, so dass man auch eine Verwechslung mit Akmit vermuthen könnte, und kehrt auch in einer mikrolithischen Generation in der Grundmasse wieder. Iddings erwähnt ihn neben Biotit und Augit in Lipariten der Tewan Mts. in New Mexico; ebenso findet er sich in dacitischen Nevaditen von den Cerros Pelados am Cabo de Gata neben reichlichem Biotit und in einem andern Vorkommen desselben Gebiets allein ohne Biotit. — Röthlichbrauner Barkevikit fand sich in einem rothgelben Perlit von Deer Creek Meadows, Titania Co., Cal., dessen Feldspatheinsprenglinge z. Th. zu Anorthoklas gehören. — Grüne Hornblende mit schwachem Pleochroismus bildet Einsprenglinge in einem eutaxitischen Liparit von den Wasserfällen am Südarme des Bear Creek, Shasta Co., Cal. Mit etwas abweichender Farbe erwähnt sie Tenne aus Lipariten vom Cerro de las Navajas in Mexico, ebenfalls in Einsprenglingen und in einer mikrolithischen Generation. Der Pleochroismus liefert graublaue und grünlichbraune Farben.

Mügge beschreibt aus einem Liparit des Massai-Landes im Kilimandscharo-Gebiet blaue Hornblende in Kryställchen der Form (110) (010) (001) ($\bar{1}11$) mit starkem Pleochroismus (a schmutziggelb z. Th. mit Stich ins Grüne, c tiefblau bis graublau). Sie ist z. Th. den Sphärolithen eines Gesteins zonar eingelagert und umwächst in gesetzloser Stellung die stark corrodirte braune Horn-

blende eines andern Gesteins. Er vermuthet darin eine Arfvedsonit-artige Hornblende. Denselben blauen Amphibol fand auch Lenk in einem Liparit vom östlichen Kesselrand des Ngorongoro in Deutsch-Ostafrika; auch gehört wohl hierher der schwammige Amphibol, welcher in den Lipariten des Fort Davis im westlichen Texas nach Osann in Eisenerze umgewandelt erscheint. Diese Alkali-Amphibole kommen zur Herrschaft in den Commenditen und Pantelleriten unter Verdrängung des Glimmers.

Umwandlungsphänomene der Hornblende beschreibt Stelzner; die Hornblende wird zu einem Gemenge von Viridit, Epidot, Ferrit, Opacit, Calcit und Quarz.

Grüner Augit der Diopsidreihe begleitet in gewissen Liparittypen den Biotit als Einsprengling und hat dann meistens deutlich erkennbare Glaseinschlüsse. Ein grünlichgelber Augit bildet für sich allein die Einsprenglinge in einem lithoiden Liparit vom Glade Creek, Wyo. nach Iddings und Penfield, gelber Augit begleitet den grünen im Liparit der Snäffelshalbinsel, Island, nach Bäckström. Alle diese diopsidischen Augite müssen nach der häufigen Zersetzung zu Eisenoxyden reich an Eisen sein, wie das auch in den Augiten der Alkalisyenite der Fall ist. Etwas häufiger findet sich der Augit als Gemengtheil der Grundmasse, besonders wenn diese glasig ist. Als Einsprengling und Grundmassegemengtheil bildet er achtseitige Prismen.

Aegirin als wesentlichem Gemengtheil begegnet man in denselben Gesteinen, die die Alkali-Amphibole führen. Zuerst wurde er wohl von Osann in den Lipariten des Fort Davis in Trans-Pecos, Texas, erkannt. Er ist das bestimmende Mineral in den Commenditen und spielt eine wichtige Rolle in den Pantelleriten als Begleiter des Cossyrit.

Auch ein rhombischer Pyroxen, seinem Pleochroismus nach Bronzit, kommt spärlich neben Biotit und Augit als Einsprengling vor, so z. B. in dem Gestein von Torniella. Er aggregirt sich dann gern mit Plagioklas und Augit zu nesterartigen Massen, denen in auffallender Weise der Sanidin sich niemals beimengt, trotzdem er reichlich vereinzelte Einsprenglinge bildet. Auch als mikrolithischer Gemengtheil findet er sich neben Biotit zweiter Generation hie und da, so z. B. in den cordieritführenden Lipariten der Gegend von San Vincenzo. Tenne und J. Roth nennen rhombischen Pyroxen im einsprenglingsreichen Obsidian von Chico in Mexico.

Accessorisch kommt Hypersthen in italienischen Lipariten (Torniella, Bracciano) gelegentlich vor. Die Gesteine pflegen dann viel Plagioklas zu führen. Der Hypersthen hat eine rostrothe Rinde. Solche Quarztrachyte mit rhombischen Pyroxenen bilden mineralogische Analoga zu den pyroxenführenden Quarzporphyren der Leipziger Gegend.

Apatit ist allgemein verbreitet, aber stets spärlich; er zeigt die normale lange Nadelform. In einem Liparit von San Vincenzo führt er, in drei Systeme parallel den Nebenaxen geordnet, eigenthümliche, aber nicht bestimmbare nadelförmige Mikrolithe. — Magnetit ist nicht immer und stets in geringer Menge vorhanden. — Zirkon ist in kleinen Mengen in allen Lipariten in denselben prismatischen Kryställchen verbreitet, wie in den sauren Tiefengesteinen und in den Quarzporphyren. Auffallend reichlich fand er sich in einem Cordieritliparit von Campiglia maritima.

Der Cordierit wurde zuerst von vom Rath in einem Quarztrachyt von Campiglia maritima entdeckt, dann von Vogelsang mikroskopisch beschrieben, und neuerdings von d'Achiardi genau studirt. Derselbe findet sich in einfachen Krystallen der Form (110) (130) (100) (010) (001) und in Durchkreuzungsdrillingen nach (110) in den vitrophyrischen Lipariten, welche das hügelige Küstengebiet zwischen Castagneto und Bottro dei Marmi in der Maremme bilden und eng mit Eocän verknüpft sind, sowie in mikrofelsitischen Liparitgängen, welche bei Bottro di Sta. Maria die bunten oberen Liasschiefer und bei Campiglia die Marmore des unteren Lias durchbrechen. Die gangförmigen Gesteine nennt d'Achiardi Quarzporphyre, vermuthet jedoch, dass dieselben als eine blosse Structurmodification der Liparite anzusehen seien. Als zweifellose Ausscheidung aus dem Liparitmagma documentirt sich der Cordierit durch seine deutlichen Glaseinschlüsse. Die Umwandlung des Cordierit in feinschuppigen Muscovit (Pinit) ist in Handstücken dieser Gesteine, welche ich der Güte des Herrn Carlo de Stefani danke, ziemlich verbreitet. Es ist interessant, dass diese Cordierit-Liparite den mineralogischen Typus der Pinit- (Oosit-) Porphyre wiederholen.

Titanit findet sich accessorisch nach Niedzwiedzki in Vorkommnissen von Samothrake, nach Michel-Lévy in denen von l'Usclade und La Gacherie im Mont Dore.

In der Gesteinsmasse selbst und unter Verhältnissen, welche eine rein magmatische Bildung annehmen lassen, wurde Olivin

von Bäckström in isländischen Lipariten nachgewiesen, wo ihn C. W. Schmidt für Bronzit gehalten hatte.

Cross beobachtete Granat in Form stark corrodirter Einsprenglinge mit Glaseinschlüssen in einem Liparit von den White Hills, Custer Co., Col., welcher ganz frei von allen andern farbigen Gemengtheilen und auch frei von Eisenerzen, Apatit, Zirkon und Plagioklas ist. Die Beschreibung der Grundmasse dieses merkwürdigen Gesteins, welches anscheinend secundär krystallin ist und sphärolithische Structurelemente enthält, lässt auf ursprünglich glasigen oder mikrofelsitischen Zustand schliessen. — Granat erwähnt auch v. Richthofen aus Liparit vom Berge Hradek bei Nagy-Mihaly und von Leszna, SW. des Ortes und Hague aus Liparitbimsstein des Eureka District, Nevada. — Iddings fand Granat und Orthit in Lipariten des Eureka District; ich begegnete dem Orthit in perlitischen Lipariten von Bracciano.

Ein Skapolith-Mineral will Dalmer in dem Hyalonevadit von Campiglia in Toscana beobachtet haben.

Zu den pneumatolytischen Bildungen der Fumarolen-Periode gehört wohl der Turmalin in den Gangliparitен von Donoratico (d'Achiardi), in den Nevaditen von Torniella (Matteucci) und der Topas, welchen Cross in den Poren des Nevadit vom Chalk Mountain am Freemonts Pass, Col., neben Sanidin und Quarz, in einem gangförmigen Liparit von Nathrop, Col., zusammen mit Spessartin und Quarz in Lithophysen, und ähnlich in Utah beschrieb. Der Topas zeigt die Formen (110) (120) (221) (001) (021) (041) (130) (010) (201). Der Spessartin hatte die Form (211) (110).

Den bereits von G. Rose im mexicanischen Obsidian entdeckten Olivin fand auch Iddings aufgewachsen in den Lithophysen des Liparit-Obsidians vom Yellowstone National Park zusammen mit Quarz und Tridymit. Er bestimmte denselben nach einer Analyse von Penfield, der daran die Formen (100) (010) (120) (111) (101) (021) mit nach (100) tafelförmigem Habitus maass, als Fayalit. Dieselben Autoren erkannten den Fayalit neben Alkalifeldspath und Tridymit in den Lithophysen mehrerer schwarzer Obsidiane der liparischen Inseln. Auch in den Poren des sphärolithischen Liparits von Glade Creek, Wyo., fanden sie den Fayalit in Begleitung von Tridymit und nach P tafelförmigen Sanidin, sowie mit Hornblende und Biotit, die aber nie in derselben Pore zusammen vorkamen, und mit Quarz, der die Flächen (10$\bar{1}$0) (10$\bar{1}$1) (01$\bar{1}$1) (30$\bar{3}$2) (03$\bar{3}$2), mit (21$\bar{3}$2) und (32$\bar{1}$2) an rechten, mit (3$\bar{1}$22) und (12$\bar{3}$2)

an linken Krystallen zeigte. Dieselben Formen hatte der Quarz in den Lithophysen des Obsidians vom Obsidian Cliff, dazu gelegentlich (10.0.$\bar{1}$0.7).

Pyrit ist nach C. W. Schmidt in isländischen Lipariten als Umwandlungsproduct des Magnetites unter der Einwirkung von Solfatarengasen (H_2S) sehr verbreitet.

Die Grundmasse der Liparitgesteine zeigt die grössten Analogien mit derjenigen der Quarzporphyre und ist für das Verständniss derselben von hoher Bedeutung. Der Zustand der Grundmasse ist bei den Lipariten ein mehr ursprünglicher und liefert den Schlüssel zur Unterscheidung des Primären und Secundären in der Grundmasse der Quarzporphyre. Bei aller Mannichfaltigkeit in ihrem Bestande wird hier, wie dort, jede Deutung der chemischen Thatsache Rechnung tragen müssen, dass dieselbe wesentlich aus Alkalien, Thonerde und Kieselsäure in feldspathartigen Verhältnissen, aber mit mehr als sechs Aequivalenten Kieselsäure besteht. Sieht man ab von den gelegentlichen geringen Mengen von Biotit und Augit zweiter Generation, sowie von sehr fein vertheilten, färbenden und in winzigen Körnchen und Stäubchen ausgebildeten Eisenoxyden, welche sich zumal in den lithoiden Lipariten finden, so lassen sich als Componenten der Grundmassen mikroskopisch nachweisen Feldspathe, Quarz, Tridymit, Mikrofelsit und Glas.

Der Feldspath ist besonders verbreitet in den Lipariten mit ganz oder nahezu holokrystalliner Grundmasse und bildet hier meistens quadratische bis kurzrectanguläre Durchschnitte und Kryställchen. Wo er in mikrofelsitischen und glasigen Grundmassen mikrolithisch entwickelt ist, erscheint er entweder in sehr schmalen, oft gegabelten Leistchen, welche sich bald fluidal ordnen, bald zu büschelförmigen Aggregaten oder echten Sphärokrystallen gruppiren, oder in Täfelchen nach M von äusserster Dünne, die nach dem Karlsbader Gesetz oft zwillingsartig übereinander liegen, so dass sie mit der Fläche M verwachsen sind. Diese Tafelform scheint auf die Liparitpechsteine und Liparitobsidiane beschränkt zu sein. Die Menge dieser Feldspath-Mikrolithe, an denen polysynthetische Streifung nie beobachtet wurde, ist eine sehr verschiedene in den verschiedenen Gesteinen. Bald sind es nur einzelne Individuen, bald setzen sie die Grundmasse wesentlich zusammen. — Quarz in sicher erkennbarer Form lässt sich nur in den angenähert oder vollkommen krystallinen Grund-

massen nachweisen; er bildet hier den Kitt der Feldspathkryställchen und zeigt nur selten eine idiomorphe Begrenzung. Es fehlen ihm dann die Resorptionserscheinungen der Einsprenglinge und wohl auch deren Einschlüsse. — Der Tridymit liebt es, an den Rändern oder in unmittelbarer Nähe von Poren, besonders auch auf den Blättern der Lithophysen einzeln oder öfter noch in Gruppen auszukrystallisiren; er ist dadurch wesentlich auf die lithoiden und glasigen Gesteine beschränkt. Bei ersteren tritt er auch in dem compacten Gewebe in Form rundlicher, oder schlierig in die Länge gezogener, dachziegelförmiger Aggregate auf, deren Beziehung zu ursprünglichen capillaren Klüften sehr oft deutlich zu erkennen ist. Ob er sich auch in einzelnen Täfelchen allgemeiner in der Grundmasse verbreitet findet, ist nicht sicher nachzuweisen, wohl auch nicht recht wahrscheinlich. Doch giebt Neminar (Denkschr. d. math.-naturw. Classe d. k. Akad. d. Wiss. in Wien 1878. XL. 180) an, dass die aus Feldspathleistchen neben wenig Augit und Glasbasis bestehende Grundmasse der lithoiden Liparite von Kuruni und Konistraes, S. Kuruni auf Euböa sehr reich an Tridymit sei. Als Einsprenglinge treten in diesem Gestein Sanidin, Plagioklas, wenig Biotit, ausnahmsweise Amphibol und hellgrüner, gern sternförmig gruppirter Augit auf. Der Quarz fehlt gänzlich. — Auf Klüften der Liparite, sowie an den Wandungen ihrer Poren und Drusen sind fasrige Überzüge von Chalcedon, schalige Trauben von Opal, wohl auch radialstenglige Aggregate sehr feinfasrigen Quarzes häufig. Ob diese zum ursprünglichen Gesteinsbestande gehören, scheint mir sehr zweifelhaft.

Die Glasbasis der Liparitgrundmassen ist fast immer farblos, selten gelblich bis grünlich gefärbt. Ihrem chemischen Bestande nach ist es ein hypersaures Silikat von feldspathähnlicher Zusammensetzung, welches bald wie in den Quarzporphyren sehr wasserreich ist (Pechsteinglas) und dann auch gern eine dunklere Färbung zeigt, bald einen mittleren Wassergehalt (3—3,5 %) besitzt (Perlitglas), noch öfters aber ganz oder nahezu wasserfrei ist (Obsidianglas). Es ist geradezu hervorzuheben, dass gegenüber den stets sehr wasserreichen Quarzporphyrgläsern die Liparitgläser vorwiegend wasserarm oder wasserfrei sind. Diese Gläser bilden stets einen reichlicheren oder spärlichen Glaskitt, niemals treten sie als Zwischenklemmungsmasse auf, oft bilden sie die Hauptmasse des Gesteins. Die wasserhaltigen Gläser haben eine grosse Neigung zu perlitischer Absonderung; diese tritt fast constant bei

Gläsern mit mittlerem Wassergehalte auf. Dagegen ist sie seltener bei wasserarmen oder wasserfreien Gläsern, welche ihrerseits zu blasig aufgetriebenen, bimsteinähnlichen Ausbildungen neigen. Gaseinschlüsse kommen auch in den Pechstein- und Perlitgläsern vor, sind aber stets recht klein und im Ganzen spärlich. Die Liparitgläser zeigen sehr häufig Spannungserscheinungen, welche sich in Doppelbrechungsphänomenen kundgeben; diese sind in keinerlei Weise etwa auf die perlitisch abgesonderten Formen beschränkt, sondern finden sich auch in den vollkommen homogenen und sprungfreien Vorkommnissen, ja hier zumeist in intensivster Gestalt.

In vielen Liparitgrundmassen begegnet man bald für sich allein, bald in Verbindung mit einer Glasbasis oder auch mit äusserst feinkörnigem Quarz-Feldspath Aggregaten einer anscheinend isotropen, grünlich oder gelblich gefärbten Substanz von geringer Lichtdurchlässigkeit, deren Brechungsexponent höher ist, als derjenige des damit associirten Gesteinsglases, aber etwas niedriger, als derjenige des Canadabalsams und der also zwischen 1,48 und 1,54 liegen muss. Die chemische Zusammensetzung dieser Substanz ist diejenige eines übersauren Silikats von der Zusammensetzung $(K, Na)_2O$, Al_2O_3, $x\,SiO_2$ mit $x > 6$, wenn man kleine Quantitäten von Eisenoxyden als von den untrennbar damit verbundenen Erzpartikelchen herrührend ansieht. Ob auch ein kleiner Gehalt von CaO vorkomme, lässt sich kaum mit Sicherheit behaupten. Die chemische Zusammensetzung dieser Substanz, die wir Mikrofelsit nennen wollen, lässt sich demnach auf ein Gemenge von Alkalifeldspath und Quarz deuten und wird thatsächlich von vielen Petrographen in diesem Sinne gedeutet. Dem widerspricht aber entschieden das specifische Gewicht des Mikrofelsit, welches nicht, wie es der Fall sein müsste, zwischen dem des Orthoklas 2,54 und dem des Quarzes 2,65, sondern beträchtlich unter demjenigen des Orthoklas liegt. Auch zeigt der Mikrofelsit keine physikalische Inhomogeneität, sondern verhält sich — von den eingelagerten Erzpartikelchen abgesehen — soweit erkennbar entschieden homogen. In guten Schliffen und bei hinreichender Vergrösserung erkennt man deutlich, dass der Mikrofelsit nicht etwa, wie ein Gesteinsglas, eine einheitliche und structurlose Masse darstellt, sondern sich aus zahllosen, unendlich kleinen Körperchen aufbaut. Das ist auch der Grund seiner geringen Lichtdurchlässigkeit gegenüber einem Gesteinsglase und seiner trüben Färbung. Es ist das Verhalten trüber Medien. Die Einzelkörperchen lassen sich oft deutlich nach ihrer Gestalt als winzigste

Schüppchen und Fäserchen erkennen und es muss daher dieser Mikrofelsit eine krystallisirte Substanz sein. Die Doppelbrechung derselben ist sehr schwach und oft an den Einzelkörperchen nicht nachweisbar. Auch da, wo die winzigen Structurelemente des Mikrofelsit regellos durch einander liegen, zeigt er keine erkennbare Doppelbrechung und das ist der Grund, warum man den Mikrofelsit als gleichwerthig mit einem Gesteinsglase ansah und ihn auch als mikrofelsitische Basis irrthümlich bezeichnete. Sobald aber die Fäserchen und Schüppchen sich parallel ordnen oder zu radial struirten Aggregaten zusammentreten, wird die schwache Doppelbrechung nachweisbar und lässt sich darthun, dass der Längsrichtung die kleinste Elasticität entspricht. Das Studium tangentialer Schnitte durch Sphärolithe des Mikrofelsit zeigt, dass derselbe nicht einem optisch einaxigen System angehören kann; er scheint rhombisch zu sein. Die Erscheinung des parallel struirten oder radial strahligen Mikrofelsit erinnert lebhaft an Chalcedon, nur ist die Doppelbrechung geringer und die chemische Analyse verbietet jeden Gedanken an einen Vergleich mit dem Chalcedon.

Was hier als Mikrofelsit bezeichnet wird, hat mit dem, was meistens als mikrofelsitische Basis beschrieben wird, im Allgemeinen nichts zu thun. Die mikrofelsitische Basis der meisten Autoren ist ein secundäres, kryptokrystallines Aggregat.

Dieser Mikrofelsit ist seiner Bildungsepoche nach jünger, als alle erkennbaren krystallinen Ausscheidungen in den Lipariten, aber älter als das Gesteinsglas, zu welchem die letzten Krystallisationsrückstände der sauren Magmen erstarrten.

Es ist sehr wichtig, hervorzuheben, dass — soweit meine Erfahrung reicht — der Mikrofelsit in Na_2O-reichen Magmen kaum je zur Entwicklung gelangt, sondern fast nur in sauren K_2O-reichen Eruptivmassen. Offenbar sind die Eisenoxyde in solchen Magmen nicht löslich, sondern gelangen rasch zur Ausscheidung (Ferrit Vogelsang's), weshalb diese K_2O-reichen Gesteinsgrundmassen immer rothe Farben haben, während die Na_2O-reichen vorzugsweise grünliche Farben zeigen oder farblos sind.

Das Mikrofelsitmolekül ist anscheinend sehr unbeständig. Schon die einfache Einwirkung der Atmosphärilien zerlegt den Mikrofelsit in ein kryptokrystallines Aggregat von allotriomorphem Feldspath und Quarz. Der gleiche Zerfall zeigt sich auch unter der Einwirkung gebirgsbildender Kräfte. Dieser geringen Stabilität des

Mikrofelsitmoleküls entspricht die Seltenheit desselben in nicht absolut frischen Gesteinen.

Die Erklärung der Bezeichnung Mikrofelsit wolle man bei dem Quarzporphyr nachsehen.

Classification und Structurformen der Quarztrachyte.

Dass nach der Natur der in den Quarztrachyten vorkommenden Feldspatheinsprenglinge eine Gliederung in Sanidin-Liparite, Albit-Liparite und Pantellerite möglich und nothwendig sei, wurde oben erwähnt. Augenblicklich ist die Summe von Erfahrungen nicht ausreichend, um diese Gliederung streng durchzuführen. Wenn man von den erst wenig bekannten Pantelleriten und Commenditen absieht, so lassen sich die eigentlichen, fast durchweg rothen Liparite, allerdings mit Einschluss gewisser grünlicher und graulicher Verbindungsglieder in der Richtung nach den Pantelleriten hin, naturgemäss in einige structurell verschiedene Typen gliedern, die z. Th. nachweisbar, z. Th. wahrscheinlich auch verschiedenen geologischen Typen entsprechen. Solche Gruppirungen sind denn auch in letzter Zeit von v. Richthofen (Natural system of volcanic rocks. San Francisco Academy 1867 und Z. D. G. G. 1868. 663), Zirkel (Microscopic petrography 1876) und neuerdings von Hague und Iddings vorgeschlagen worden. Mehr oder weniger übereinstimmend anerkennen alle diese Forscher, denen ein vorzügliches und ausgedehntes Material vorlag, dass allenthalben die Structur eine entschieden porphyrische, nicht eine körnige sei. Die Structurunterschiede, welche sie betonen, liegen wesentlich im äusseren Habitus, in dem Mengenverhältniss von Einsprenglingen und Grundmasse und in der speciellen Ausbildung dieser.

Es war v. Richthofen, welcher zuerst einen Typus ausschied, der bei normaler Ausbildung durch grossen Reichthum an Einsprenglingen von Biotit (und Hornblende), Feldspath und nie fehlendem, meist reichlichem Quarz bei zurücktretender Grundmasse von hellen Farben unterschied und mit dem Namen Nevadit belegte. Er gebraucht als Synonym die Bezeichnung granitischer Rhyolith, fügt aber richtig hinzu, dass damit mehr die allgemeine Ähnlichkeit des Gesteins in Felsblöcken mit Granit als eine engere Verwandtschaft in der Structur angedeutet werden solle. Als Repräsentanten dieses Typus nennt er ein Vorkommniss von Lassens Peak in Nevada und vom Illova-Thal in Siebenbürgen. Nach seinem

Bestande gehört das erstgenannte zu den Daciten; das zweite ist mir unbekannt. — Einen zweiten Typus nennt er Liparite oder porphyrische Liparite mit felsitischer Grundmasse; sie besitzen den Habitus der Quarzporphyre, und zwar im Allgemeinen der einsprenglingsarmen. — Die von ihm eigentlicher Rhyolith oder lithoidischer und hyaliner Rhyolith genannten Abarten umfassen auch die ganz einsprenglingsarmen oder -freien, als Lithoidit, Sphärolithfels und saure Gläser bekannten Vorkommnisse. Geologisch betont er, dass die letzteren fast stets stromartig geflossene Massen, selten Spaltenausbrüche, die Nevadite vorwiegend Massenausbrüche, selten stromartige Ergüsse seien, während die Liparite in beiderlei Form auftreten aber zumeist in unbedeutenderen Massen. — Mit dieser v. Richthofen'schen Eintheilung stimmt diejenige Zirkel's sehr nahe überein, nur dass er für v. Richthofen's Liparite und lithoide Rhyolithe zusammenfassend die Bezeichnung Rhyolith gebraucht, was bei ersterem der Name für die ganze Gesteinsgruppe ist. — Auch Hague und Iddings, welche ebenso wie v. Richthofen die locale Geschiedenheit dieser Typen betonen, folgen im Wesentlichen der v. Richthofen'schen Eintheilung und nennen Nevadite die sehr einsprenglingsreichen Liparite mit untergeordneter hellgrauer oder hellrother Grundmasse, deren Structur vom Holokrystallinen bis zum Glasigen wechseln kann, während sie die einsprenglingsarmen, quarzporphyrähnlichen Abarten Liparite schlechthin nennen und ausserdem die mehr oder weniger einsprenglingsfreien noch als lithoide und hyaline Rhyolithe unterscheiden. Innerhalb ihrer Liparit-Abtheilung findet sich derselbe Wechsel von holokrystalliner bis zu glasiger Ausbildung.

Ich werde die von Hague und Iddings gegebene Eintheilung und ihre Definition der einzelnen Familien annehmen mit der einzigen Modification, dass ich die lithoiden Rhyolithe mit den eigentlichen Lipariten vereinige, wie ja auch bei den Quarzporphyren die einsprenglingsfreien oder -armen Felsitfelse nicht von den Quarzporphyren getrennt werden. Wir unterscheiden demnach structurell die Typen Nevadit, Liparit κατ' ἐξοχήν und Liparitgläser als Hauptabtheilungen.

Der **Nevadit** stellt einen in Europa verhältnissmässig spärlich vorkommenden Typus der Quarztrachyte dar, von welchem sich eine auf hinreichendes Material gestützte Darstellung bisher nicht in der Literatur findet. Nach der hier gegebenen Abgrenzung

des Nevadittypus wird derselbe gegenüber den andern Liparittypen durch eine weitgehende intratellurische Krystallisation und durchweg höheren, oft recht beträchtlichen Gehalt an farbigen Gemengtheilen charakterisirt. Daher eine gewisse äussere Ähnlichkeit und innere Verwandtschaft mit den Granitporphyren. Die Nevadite besitzen nicht den normalen Habitus der Ergussgesteine. Mehr oder weniger dicht gedrängt liegen die Einsprenglinge, unter denen auch der jüngste, der Quarz, reichlich vorhanden ist. Randliche Resorptionen dieser führen von streng idiomorpher Begrenzung bis zu rundlicher Körnerform, ein Verhältniss, welches schon v. Richthofen hervorhob. Die stets untergeordnete Grundmasse ist bald holokrystallin, bald hypokrystallin, recht oft auch rein glasig, selten mikrofelsitisch ausgebildet. Diese Verhältnisse lassen sich leicht dadurch zum Ausdruck bringen, dass man die rein oder vorwiegend glasige Basis enthaltenden Formen als Hyalonevadite, den mit vorwiegend mikrofelsitischer Basis ausgestatteten Formen als Felsonevaditen und den mehr oder weniger holokrystallin-porphyrischen Nevaditen schlechthin gegenüberstellt.

Als Repräsentanten der holokrystallin-porphyrischen Nevadite lernte ich ein Gestein von Chalk Mountain, Summit-County in Colorado, kennen, dessen Grundmasse aus kurzrectangulären und quadratischen Feldspathdurchschnitten ohne Zwillingsstreifung und aus allotriomorphem Quarz besteht, der diese verkittet. Dass aber auch hier eine sehr geringe Menge von Glasbasis vorhanden sein muss, beweist die Häufigkeit von Gasbläschen, welche nicht in, sondern zwischen den Feldspathen zweiter Generation auftreten. Auch Cross, der das Gestein zuerst beschrieb, giebt Glasstriemen als vorkommend an. Von diesen unbedeutenden Glasresten abgesehen, ist die Structur eine durchaus granitporphyrische. Der Biotit des Gesteins ist oft skelettartig; der Sanidin hat sehr kleines 2E; in kleinen Drusen zeigen sich winzige Topase und Täfelchen eines Alkalifeldspaths aufgewachsen. — Nach Cross würde auch der Quarztrachyt von Black Hill bei Leadville hierher gehören, während ein solcher von Mc Nulty Gulch, ebenda, eine Art eutaxitischer Structur zeigt, indem Bänder und Striemen eines hellen, an Quarz und Sanidin reichen und plagioklasarmen Gesteins mit dunkleren wechseln, die plagioklasreicher sind und keinen makroskopischen Quarz führen.

Auf europäischem Boden sind besonders die Hyalonevadite

gut vertreten. Ich rechne hierher die prächtigen, ganz granitporphyrähnlichen Gesteine von den Cerros Pelados, Alifragas, Cerro Monje und Cerro Alto am Cabo de Gata, deren Kenntniss wir Osann verdanken. Aus dem grauen Gestein heben sich bis zu 6 cm grosse Sanidineinsprenglinge mit Flächen (001) (010) (110) (130) (201) und bisweilen ($\bar{1}11$) ab, die bald prismatisch nach der Kante P/M und dann einfache Individuen, bald dick tafelförmig nach M und dann Karlsbader Zwillinge sind. Sie stecken voll von Biotitkryställchen und sitzen lose im Gestein, mit dessen Masse sie nur durch wenige Brücken verbunden sind. In der eigentlichen Gesteinsmasse tritt der Sanidin gegen Plagioklas zurück. Der reichliche Biotit ist Ti-haltig, zeigt merklich schiefe Auslöschung und nicht selten das Tschermak'sche Zwillingsgesetz. Andere dunkle Gemengtheile fehlen, doch begegnet man bei Alifragas accessorischem Bronzit und Cordierit. Zirkon ist spärlich und Apatit reichlich vorhanden. Die Grundmasse ist glasig und enthält neben Feldspathmikrolithen auch Biotitblättchen zweiter Generation in recht wechselndem Verhältniss der farblosen Glasbasis und der mikrolithischen Ausscheidungen, deren Gesammtmenge aber stets nur einen geringen Theil des Gesteins bildet.

Dieser Typus spielt hinüber zu den Daciten, wie gewisse Glimmertrachyte (Ceri) nach den Andesiten hinüberführen. Daher ist denn auch die Grenze am Cabo de Gata schwer zu ziehen gegen die sanidinreichen nevaditischen Dacite der Gegend von Carthagena. Es ist das eben ein Typus der Ergussformen der granitodioritischen Magmen, in denen das Mengenverhältniss der Kerne $(K\,Na)\,Al\,Si_2$ und $Ca\,Al_2\,Si_4$ ebenso wechselt, wie in Granititen und Tonaliten.

Sehr nahe verwandt mit diesen Nevaditen vom Cabo de Gata sind die prächtigen Hyaloliparite, welche ich zuerst von Torniella* in der Provinz Grosseto kennen lernte und die cordieritreichen schönen Gesteine, welche d'Achiardi von San Vincenzo, Castagneto u. a. O. und G. vom Rath von Campiglia maritima in der Maremme

* In der wasserhellen, durchweg isotropen und perlitisch zersprungenen Glasbasis dieses Gesteins liegen zahlreiche, winzigste, drehrunde Scheibchen. Dieselben sind in ihrer Lichtbrechung ein wenig von der Glasbasis verschieden und grenzen sich gegen diese demzufolge mit einer äusserst zarten Kreislinie ab. Sie sind wasserhell, ohne jede Faserstructur und zeigen ein sphärolithisches Interferenzkreuz von negativem Charakter zwischen gekreuzten Nicols. Es sind demnach wohl nur gespannte Glastheilchen.

beschrieb. Neuerdings hat Matteucci die Verbreitung dieser Gesteine im Gebiet von Roccastrada, Sassoforte, Grottoni, Torniella, Roccatederighi, Caminino und Orsa dargethan und ihre Verwandtschaft mit den Trachyten des Agro Sabatino und von Ceri, wie oben geschehen, betont, sie dagegen scharf von den Amiata-Trachyten geschieden. Manche dieser Gesteine sind typische Cordieritnevadite, andere zeigen den Cordierit nur spärlich, manche enthalten daneben etwas Granat. Die Einsprenglinge von Sanidin, etwas Plagioklas, Quarz und Cordierit, letzterer die zierlichen Drillinge und Sechslinge bildend, sowie Biotit sind streng idiomorph, Apatit (oft mit Flüssigkeitseinschlüssen) nicht allzu spärlich, Zirkon selten, Eisenerze nur in kleiner Menge. Auch hier ist der Gehalt an Plagioklas nicht unbeträchtlich. Turmalin wird gelegentlich von Matteucci angegeben. Die Grundmasse zeigt in wechselnden Mengen eine zweite Generation von Feldspath, oft auch von Quarz und von Biotit, vereinzelt Augit (San Vincenzo) und ein farbloses Obsidianglas, an dessen Stelle bisweilen sehr zierlich schuppig-fasriger Mikrofelsit (San Vincenzo), öfter auch secundäre allotriomorphe Quarzfeldspath-Aggregate treten. Eine nahezu holokrystalline Abart findet sich nach Matteucci bei der Localität Casaboni (das von Matteucci gefundene sp. G. = 2,76 ist wohl ein Druckfehler). Nach d'Achiardi, Lotti und Dalmer scheinen die Hyalonevadite nur besondere peripherische Structurformen zu sein, welche mit pinitführenden Mikrograniten und Felsophyren stofflich und geologisch ident sind und mit einem Granitstock in Verbindung stehen, welcher die Liaskalke marmorisirt und mit Couzeranit angereichert hat. — Matteucci giebt aus dem beschriebenen Gebiete auch einsprenglingsarme Liparite an, deren geologische Beziehungen zu den Nevaditen wohl noch der Aufklärung bedürfen. C. de Stefani gab im Boll. R. Com. Geol. d'Italia 1888. Nos. 7 u. 8 (Apunti sopra roccie volcaniche della Toscana studiate dal Rosenbusch) eine Übersicht über diese Vorkommnisse.

Dass auch in den ungarischen Liparitgebieten der Nevadittypus vorkommt, beweist die oben citirte Angabe v. Richthofen's. Mir wurde derselbe von einem der vielen Apati heissenden Orte Ungarns bekannt. Dicht gedrängte, nicht mehr ganz glasige Sanidine und gestreifte Feldspathe nebst Quarz und Biotiteinsprenglingen werden durch einen vollständig in optisch positive, bräunliche Sphärolithe geballten Mikrofelsit verbunden, ein Felsonevadit.

Man muss sich nach dem Gesagten also die holokrystallinen

Nevadite, die Felsonevadite und Hyalonevadite nicht als verschiedene Gesteine, sondern als verschiedene, durch mannichfache Übergänge verbundene Ausbildungsformen eines und desselben Gesteins vorstellen.

Es ist schwer, aus der Literatur die Verbreitung des Nevadittypus nachzuweisen, zumal da bei diesen Gesteinen Übergänge in glasreiche und einsprenglingsarme Formen häufig vorkommen. Doch dürften hierher wohl z. Th. die von Bucca beschriebenen italienischen Vorkommnisse aus der Provinz Rom ziemlich sicher das von Zirkel besprochene Gestein von der Insel Mokoia im Rotorua-See auf Neu-Seeland zu rechnen sein. Nach der Darstellung Vogelsang's darf man das gleiche für einen Quarztrachyt aus dem Tji-Mar-Thale bei Pesawahan auf Java, nach denen v. Drasche's für diejenigen von Sabangan auf Luzon vermuthen.

Ebenso scheinen nach Thomas hierher zu gehören gewisse Laven des Tarawera auf Neu-Seeland, neben denen jedoch einsprenglingsärmere, obsidianartige Formen fast ohne krystalline Gemengtheile zweiter Generation erscheinen. — Nach Bergeat's Angaben stelle ich zu den Hyalonevaditen einen Liparit von El Rodeo viejo in Guatemala mit trüben Feldspathen vom Habitus der Orthoklase, Sanidin, Plagioklas, Quarz und Biotit als Einsprenglingen. Der Biotit ist unter Wiederausscheidung von Eisenerzen z. Th. resorbirt. Liparite von Sanarate und San Bartolo in Guatemala sind einsprenglingsarm. — Jimbo beschreibt eine „granite-like variety of rhyolite" von Nakanokotau bei Seseki auf der Insel Kunashiri, Japan.

Einen durchaus eigenartigen Nevadittypus stellen die von Thoroddsen gesammelten und von Bäckström als Granophyre beschriebenen Gesteine von Máfahlid an der Nordküste der Snäffelshalbinsel auf Island dar. Das äusserlich einem miarolitischen Syenit oder vielmehr Sanidinit gleichende Gestein bildet eine grosse Einlagerung im Basalt. Plagioklas, Erze, Zirkon und Apatit nebst wenig hellgelbem Glimmer sind die Ausscheidungen der ersten Generation. Um jeden Plagioklas herum findet sich ein Orthoklasmantel und dann ein Granophyrkranz, dessen Feldspath mit dem Kernindividuum parallel orientirt ist. Granophyraggregate ohne Kern scheinen gar nicht vorzukommen. Der Plagioklas ist corrodirt und infolge dessen mit Quarz durchwachsen; er führt Glaseinschlüsse, während der Orthoklas und Quarz nur Flüssigkeiten einschliessen. — Hierher gehört auch der nur in losen Blöcken

auftretende Krablit vom Krater Viti am Krabla bei dem Myvatn, den bereits Preyer und Zirkel (Reise nach Island p. 17), Schirlitz (T. M. P. M. 1882. IV. 418), Bréon (l. c.) und Brögger (Bihang till Vet.-Akad. Handl. XII. No. 21. 1886. Stockholm) beschrieben haben. Die farbigen Gemengtheile sind hier graugrüner Augit in langen Säulen und oft mit titanhaltigem Magnetit incrustirt, wenig dunkler Biotit und Hornblende. — Ein anderes, noch mehr dem Tiefengesteinstypus sich annäherndes Vorkommen entdeckte Thoroddsen in losen Blöcken bei Ljosargil im Breiddal. Helland fand ein dem Mafahlider sehr ähnliches Vorkommen als mächtigen Stock am Endalausadalstindr im SO. Island (der Biotit ist hier durch grüne Hornblende ersetzt, auch etwas Titanit vorhanden), und in Gängen, die Basaltformation durchsetzend, bei Pápos und Svinhóllar.

Der normale **Liparit** ist der bei weitem verbreitetste Typus in Europa, welcher in mannichfachster Entwicklung an den ungarischen Vorkommnissen zumal der Umgebung von Schemnitz studirt werden kann. Ohne durch absolut scharfe Grenzen vom Nevadittypus getrennt zu sein, ist er doch in hohem Grade selbständig und charakterisirt sich äusserlich durch quarzporphyrischen oder felsitfelsähnlichen Habitus, durch im Allgemeinen tiefer rothe Farben, die allerdings gelegentlich bis zum porcellanweiss abblassen, durch felsitisches, emailartiges oder erdiges Aussehen der den verhältnissmässig spärlichen Einsprenglingen gegenüber stark hervortretenden Grundmasse und durch eine z. Th. schon makroskopisch hervortretende Neigung zu sphärolithischer Ausbildung, welche bis zur Entwicklung des sogenannten Sphärolithfels sich steigern kann, sowie endlich durch einen sehr verbreiteten lagen- oder schlierenartigen Wechsel in der Structur und Natur der Grundmasse. Alle diese Momente haben ihre letzte Begründung darin, dass den Lipariten gegenüber den Nevaditen eine weit geringere intratellurische Entwicklung eignet. Das eruptive Magma besass zur Zeit seiner Effusion einen sehr geringen Grad krystalliner Differenzirung. Hiermit hängt auch ursächlich das so häufige Fehlen der Quarzeinsprenglinge, sowie das oft auffallende Zurücktreten oder Fehlen der ungestreiften Feldspathe unter den spärlichen Einsprenglingen dieser Familie zusammen. Die Eruption erfolgte eben vor dem Beginn der Sanidin- und Quarzausscheidung. Alle älteren Individuen sind gewöhnlich

von geringen Dimensionen und zeigen oft mechanische Zerbrechungen, die Biotittafeln sind oft sehr stark verbogen.

Wenngleich auch bei den Lipariten solche mit holokrystallin-porphyrischer Structur nicht fehlen, so herrschen doch in ganz unverkennbarer Weise die Felsoliparite und solche Formen, in denen glasige und mikrofelsitische Basis sich im buntesten Wechselverbande durchweben. Kein anderes Eruptivgestein zeigt in so vollendeter Form und in solcher Verbreitung eine „durchflochtene" Structur. Und so stellen die eigentlichen Liparite oder die Liparite im engeren Sinne die Ergussform der granitischen Magmen dar und würden daher auch nicht unpassend Rhyolithe genannt werden, wenn nicht die basischeren Magmen auch geflossen wären. Die bis zu fast vollständigem Fehlen sich steigernde Spärlichkeit der farbigen Gemengtheile und der basischeren Feldspathe zeigt, dass in ihnen die γ-Magmen (mit den Kernen $(KNa)AlSi_2$ und Si) in recht reiner Abspaltung vorliegen.

Die holokrystallin-porphyrische Structur ist bei den Lipariten im Ganzen selten, jedenfalls überaus viel seltener, als bei den Quarzporphyren. Sehr geringe Mengen von glasiger Basis oder von Mikrofelsit sind fast allenthalben sicher nachweisbar oder doch aus den Verhältnissen zu erschliessen. Dabei treten auch hier zwei Typen von verschiedenem Charakter hervor. Das eine Mal besteht die Grundmasse vorwiegend aus idiomorphen kurzleistenförmigen oder quadratischen Feldspathdurchschnitten und Quarz in idiomorpher oder allotriomorpher Ausbildung. Das ist, wenn rein entwickelt, die ins Mikroskopische übersetzte mikrogranitische Structur der Granitporphyre; es muss betont werden, dass sie im Ganzen selten, jedenfalls viel seltener ist, als bei den Quarzporphyren. Ich lernte sie kennen an den Lipariten der Torre de la Testa und der Rambla del Coralete am Cabo de Gata, am Rio S. Juan de Maio in Argentinien u. s. w. Solche Formen, wie sie z. B. im Eisenbacher Thale bei Schemnitz vorkommen, und wie sie wohl auch Niedzwiedzki in den dunklen Lipariten von dem Höhenzuge des Brechos auf Samothrake beschrieb, lassen oft noch amorphe und mikrofelsitische Häutchen beobachten. Ihnen nahe verwandt ist die sehr seltene Ausbildungsform, wo die Grundmassen-Feldspathe, wie z. B. in einem Liparit von dem Dorfe Nakalakewi im Caucasus, leistenförmig sind.

Die granophyrische Structur der Grundmasse, welche

bei den intrusiven Granitporphyren und Quarzporphyren so ausserordentlich verbreitet, auch bei Deckenporphyren nicht gar so selten ist, trifft man bei den eigentlichen Lipariten nur sehr spärlich, so z. B. in einem Vorkommen von Kremnicka in Ungarn. Man dürfte wohl an centrale Facies in solchen Fällen denken.

Dagegen ist eine mehr oder weniger holokrystalline, aber zugleich allotriomorph-körnige Ausbildung, wie das zuerst wohl Weiss an Lipariten von Schemnitz und Königsberg in Ungarn beschrieb, sehr verbreitet. Dann ist nur verhältnissmässig selten eine Glasbasis oder Mikrofelsit mit Sicherheit daneben nachweisbar, wie das z. B. Niedzwiedzki an den lichten Lipariten von Ag. Sophia und Ag. Georgios auf Samothrake fand und um so seltener, je deutlicher körnig die Grundmasse erscheint. Solche allotriomorph-körnige Grundmassen scheint auch v. Drasche in den von ihm als Hornfelstrachyte beschriebenen Gesteinen von Tüffer und von der Pireschitz bei S. Wöllan in Steiermark beobachtet zu haben. Sie finden sich in allen Liparitgebieten, so am Cabo de Gata (Garbanzal), in Sardinien (Chilivani), im Eureka District (Rescue Cañon, Pinto Peak), im Yellowstone National Park (Golden Gate), in Argentinien (Puna de Juguy) u. s. w. Überaus häufig ist damit zugleich eine Verkieselung der Grundmasse verbunden, wodurch dieselbe ein hornstein- oder chalcedonähnliches Ansehen erhält. Die fluidale Anordnung der Erzpartikelchen in solchen Grundmassen, die Häufigkeit sphärolithischer Gebilde in wohlerhaltenem oder verändertem Zustande, die zahlreichen Übergänge in und Verknüpfungen sowohl mit mikrofelsitischen, wie mit glasigen Resten lassen mir keinen Zweifel daran, dass diese allotriomorph-körnigen Grundmassen nicht ursprünglich, sondern secundär aus glasigen oder mikrofelsitischen entstanden sind. Dem entspricht es, dass sich nirgends Übergänge in granophyrische Structurform finden.

Die Felsoliparite zeigen eine geradezu kaleidoskopische Mannichfaltigkeit der Ausbildung und es ist nicht leicht aus dem Gewirr der Einzelformen die Gruppencharaktere zu entwirren. In allen Fällen besteht die Grundmasse entweder ganz aus Mikrofelsit oder diesem ist eine glasige Basis, beziehungsweise es sind ihm kryptokrystallin entwickelte Massen beigemengt. Durch das Überwuchern der einen oder der andern Beimengung entwickeln sich die Übergänge in holokrystallin-porphyrische und in vitrophyrische Liparite. Die Anordnung dieser zwei oder drei Bestandmassen bedingt die sphärolithische, die lagenförmige und die durch-

flochtene Structur, sowie die Verbindungen zweier oder mehrerer dieser Structurformen.

Der Mikrofelsit der Felsoliparite zeigt, wie schon oben angegeben wurde, als einfachste Gestalt die Schüppchen- und Faserform; hierin, sowie in seiner geringeren Lichtdurchlässigkeit liegt die Unterscheidung gegenüber der Glasbasis. Bei jeder Ausbildungsweise desselben lässt sich sicher feststellen, dass seine Entwicklung nicht nur derjenigen der Einsprenglinge, sondern auch derjenigen der allerjüngsten mikrolithischen Gebilde der Effusionsperiode folgte. Die oft als Feldspath, seltener als Augit bestimmbaren, oft aber auch nicht sicher deutbaren Mikrolithe, die Trichite und alle krystallitischen Substanzen durchziehen den Mikrofelsit in fluidal geordneten Reihen so ungestört, als wäre er nicht vorhanden, und ganz ebenso, wie die etwa mit ihm associirte Glasbasis. Andererseits windet sich der Mikrofelsit anschmiegend um etwa beigemengte rundliche oder elliptische krystalline Feldspath-, Quarz- oder Feldspath-Quarz-Aggregate. Ja, es scheint, als ob selbst Tridymithäufchen oft bedingend auf die fluidale Anordnung des Mikrofelsits gewirkt hätten, während allerdings in andern Fällen solche Tridymitaggregate mit dem Mikrofelsit gleichsinnig ausgezogen, gewunden und gestaucht sind. Dass die Erstarrung der Glasbasis der Mikrofelsitbildung folgte, also der letzte Act der Gesteinsverfestigung war, geht besonders deutlich aus dem Verhalten der Mikrofelsit-Sphärolithe gegen das Gesteinsglas hervor. Die ausserordentlich feinen Strahlen dieser setzen von der Peripherie aus ungestört und weithin in jenes fort ohne Veränderung ihrer Richtung, wenngleich oft in Glieder zerbrochen, wohl bei der Contraction während der Erstarrung des Glases.

Wenn es überhaupt jemals gelingen wird, die genaue stöchiometrische und physikalische Natur der Mikrofelsitsubstanz sicher festzustellen, so wird dieses bei den Felsoliparіten geschehen müssen und es liegt in der Natur der Sache, dass man sich der verbreitetsten Form derselben, der sphärolithischen hierzu wird bedienen müssen. Es ist daher von Wichtigkeit, die mikrofelsitischen sphärischen Gebilde von den mannichfachen andern zu trennen. Es möge das eine gewisse Ausführlichkeit in der Beschreibung entschuldigen.

Sucht man die mikrofelsitischen Einzelkörperchen bis zu ihrer sphärolithischen Aggregation zu verfolgen, was besonders gut in den Lithophysen führenden Vorkommnissen der Gegend von Telki-

banya, zumal in einem solchen vom Ostende von Telkibanya, NO. Göncz thunlich ist, so findet man, dass in der farblosen Glasbasis die globulitähnlichen Mikrofelsitschüppchen sich zu sehr kleinen rundlichen Gruppen so zusammenballen, dass sie echte Cumulosphärite bilden. Jedes Schüppchen oder Scheibchen ist einzeln wahrzunehmen und zwischen denselben ist das farblose Glas sicher zu erkennen; die Zusammenballung derselben wird lockerer und lockerer mit der Entfernung vom Centrum. Eine solche Grundmasse-Partie besteht also aus glasdurchtränkten Mikrofelsit-Cumulosphäriten, die von reinen, d. h. mikrofelsitfreien Glasschalen umgeben sind. Eine deutlich radiale Anordnung der Mikrofelsitscheibchen in den Cumulosphäriten ist oft wahrnehmbar, oft fehlt sie auch. Diese erst bei den stärksten Vergrösserungen wohl erkennbaren Gebilde zeigen ausnahmslos ein zierliches, sphärolithisches Interferenzkreuz und negativen Charakter der Doppelbrechung. Dass die Doppelbrechung selbst und also auch der Charakter derselben nicht direct der Mikrofelsitsubstanz zugeschrieben werden darf, ergiebt sich daraus, dass dieselben Interferenzkreuze in vollständig mikrofelsitfreien Glasscheibchen desselben Präparates in demselben Gesichtsfelde erscheinen. Es liegt offenbar eine Spannungserscheinung im Glase selbst vor und daraus erklärt sich auch ihr negativer Charakter. — Sobald jedoch die verkittende Glassubstanz zurücktritt, dabei zugleich eine rosettenförmige oder radialstrahlige Anordnung der trübgelblichgrauen Mikrofelsitschüppchen deutlich wahrnehmbar wird, erhält man zwischen gekreuzten Nicols präcisere Interferenzkreuze und zwar mit positivem Charakter der Doppelbrechung. Die Doppelbrechung ist etwas höher und zugleich ist die Grenze der einzelnen Mikrofelsit-Sphärokrystalle gegen einander, beziehungsweise gegen den Glasteig auch im gewöhnlichen Lichte deutlich erkennbar. — In ähnlicher Weise kann man bei den in Sphärolithfels übergehenden oder lagenartig aus Sphärolithfels und Glas aufgebauten Liparit-Obsidianen von Lipari constatiren, dass die deutlich strahligen, bräunlichen, nur wenig mit Glas durchtränkten Mikrofelsit-Sphärolithe optisch positiv sind, während die kleineren, dicht gedrängten, ebenfalls bräunlichen, aber nicht strahligen, sondern cumulitischen und stark mit Glas getränkten Sphäroide ein negatives Interferenzkreuz zeigen.

Von den zweifellosen Mikrofelsitsphärokrystallen der Felsoliparite lassen sich nun alle denkbaren Übergänge zu den makroskopischen sog. Sphärolithen der Liparitperlite und -Obsidiane,

sowie der Felsoliparite selbst, mit schon dem blossen Auge erkennbarer radialer Faserstructur verfolgen. Da nun diese nach den vorliegenden chemischen Untersuchungen übersaure Silikate von feldspathähnlicher Zusammensetzung sind, so scheint mir die für die Natur des Mikrofelsit dargelegte Auffassung kaum bestreitbar. — Diese Mikrofelsitsphärokrystalle sind bald absolut, oder doch soweit das Mikroskop eine Beurtheilung erlaubt, homogen und geben dann sehr präcise, den Nicolhauptschnitten parallel orientirte Interferenzkreuze. Die Regelmässigkeit derselben wird auch da nicht gestört, wo sie in erkennbarer Weise mit klarer Glasbasis durchtränkt sind. In andern Fällen werden die Interferenzkreuze unregelmässiger; einzelne dunkle Strahlen liegen mehr oder weniger schief gegen die Nicolhauptschnitte (Gönczer Thal), es entstehen mehr oder weniger als vier Kreuzarme. Dann kann man oft sicher erkennen, dass den trüben Mikrofelsitfasern helle Strahlen von negativem Charakter, d. h. mit grösster Elasticität parallel der Längsaxe beigemengt sind, welche man wohl für Feldspath halten muss. Gelegentlich, aber doch sehr selten sind auch positive wasserhelle Strahlen nachweisbar, die man für Quarz wird halten müssen, und so giebt es Entwicklungsformen, die von Quarz-Feldspath-Pseudosphärolithen nicht mit Sicherheit zu unterscheiden sind*. Ob man jedoch von eigentlichen Übergängen aus Mikrofelsitsphärokrystallen zu Pseudosphärolithen reden darf, das möge zunächst dahin gestellt sein.

Die Abgrenzung der Mikrofelsitsphärolithe nach dem Gesteinsglase hin liefert bald eine sehr regelmässige Kugeloberfläche, bald fasern sich dieselben nach dem Gesteinsglase hin unregelmässig aus und die Grenze wird dann weniger scharf. Dabei zeigen die Mikrofelsitstrahlen allenthalben die den trichitischen Gebilden eigene Biegung, Zertheilung in zwei, drei und mehr neue Fasern bis zu förmlicher pinselartiger Zerzaserung. Die unregelmässige Fortsetzung solcher Sphärolithe führt zur Entwicklung bis-

* Es darf nicht unerwähnt bleiben, dass man an tangentialen Schnitten durch Mikrofelsitsphärolithe bisweilen zu beobachten glaubt, dass ihnen eine stärkere Doppelbrechung eignet, als den Schnitten nach grössten Kreisen. Dann entspräche die Faseraxe der Mikrofelsitstrahlen der mittleren Elasticität und man könnte die beschriebene Thatsache anders deuten. Schwer verständlich bliebe aber dann die Seltenheit negativen Charakters in den centralen Schnitten und die zweifellose grössere Helligkeit der oben als Feldspath und Quarz gedeuteten Strahlen. Immerhin wird die Möglichkeit einer andern Deutung im Auge behalten werden müssen.

weilen schon mit blossem Auge erkennbarer pseudopodienähnlicher Fortsätze (Taf. IV Fig. 4), die dann meistens von einer wasserhellen Glasschale umgeben sind, welche ganz in gespannte, optisch negative Glaskugeln zwischen gekreuzten Nicols zerfällt. Auf diese folgt dann wohl auch eine neue Hülle von positivem bräunlichem Mikrofelsit, dessen Fasern in die Verlängerung derjenigen des Kerns fallen. Auch rundliche Glaskugeln von ebenfalls negativer Spannungsdoppelbrechung sind nicht selten mitten in dem Mikrofelsitsphärokrystall oder dessen Pseudopodien eingehüllt. Solche Ausbildungen beschrieb wohl zuerst Vogelsang an einem Liparit von Tolcsva bei Tokaj; sie finden sich in vorzüglich schöner Ausbildung in den Lipariten und Sphärolithfelsen von Kremnicka bei Kremnitz. Hier sind den Mikrofelsitstrahlen ebenfalls Feldspathstrahlen beigemischt.

Im Allgemeinen pflegt die Anordnung der Mikrofelsitstrahlen um einen Punkt als Centrum recht regelmässig zu sein. Wo Einsprenglinge von Quarz oder Sanidin liegen, dienen diese gern als Ansatzpunkte, Biotit* dagegen oder Hornblende oder Augit kaum je. In andern Gesteinen ist die centrische Anordnung unregelmässiger, ja, die Strahlen können um eine gerade oder gewundene Linie als Ansatzstelle geordnet sein, so dass die Sphärolithe elliptische bis langstriemige Gestalt von oft höchst bizarrer Form annehmen. Die Erscheinung ist, wie leicht einzusehen, die Folge der fliessenden Bewegung der Gesteinsmasse während der Ausscheidung des Mikrofelsits. Solche Gebilde wurden von Zirkel (Microscop. Petrography, S. 171 passim) Axiolithe benannt. — Wo in den Felsolipariten diese Mikrofelsitsphärokrystalle sich eng aneinanderdrängen, da büssen sie ihre rundliche oder elliptische Form ein und werden eckig. So kann im extremen Fall die ganze Grundmasse nur aus kleineren und grösseren Sectoren von Sphärolithen bestehen, die sich gegenseitig an freier Formenausbildung hinderten. — Dass die Bildung der Mikrofelsitsphärokrystalle mit Contractionen verbunden war, erkennt man an der Häufigkeit bald tangential, bald radial, bald unregelmässig verlaufender Sprünge und Spalten, welche bisweilen (wohl secundär) mit Quarz ausgefüllt sind. Auch Luftbläschen von allerwinzigsten Dimensionen sind hie und da deutlich erkennbar in lang ausgezogener Form zwischen die Sphärolithstrahlen eingeklemmt und lassen also auf Anwesenheit einer ge-

* Ein einziges Beispiel des Ansatzes von Mikrofelsitstrahlen an Biotit ist mir bekannt geworden in einem ungarischen Liparit mit dem Fundort „Apathy".

wissen Menge von Glassubstanz schliessen. Recht häufig begegnet man auch fein vertheilten erdigen Stäubchen von Eisenerzen (sog. Ferrit) zwischen den Sphärolithfasern in radialer Anordnung; dieselben deriviren oft in erkennbarer Weise von ursprünglich krystallitischen Gebilden. Am geeignetsten zum Studium der bisher besprochenen sphärolithischen Gebilde erwiesen sich die Liparite des Hliniker Thals bei Schemnitz, der näheren und weiteren Umgebung von Telkibanya, Göncz, Vörsz, Visz, Bischofsky Hegy und Hollohaza, dann von Tolcsva bei Tokaj und von Bartos Lehotka zwischen Kremnitz und Rudna, sowie manche Euganäen-Liparite.

Ausser den Mikrofelsitsphärokrystallen, und mit diesen bei flüchtiger Betrachtung wohl zu verwechseln, kommen in den Felsolipariten Sphärokrystalle von Feldspath vor. Man sieht oft die mikrolithischen Feldspathbildungen zweiter Generation, wo sie lang nadelförmig ausgebildet erscheinen, sich terminal gabeln oder pinselförmig ausfasern unter oft kräftiger Verbiegung ihrer Längsaxe, welche stets Axe der grössten Elasticität ist. Solche trichitisch entwickelte Feldspathe sammeln sich gern bündel- und büschelförmig und führen so zu echten und oft auffallend regelmässig gebauten Sphärokrystallen mit negativem Interferenzkreuz hinüber. Eine Schiefe der Interferenzkreuzarme gegen die Nicolhauptschnitte ist bei recht regelmässigem Bau nur selten mit Sicherheit zu constatiren. Doch ist die Präcision des Interferenzkreuzes oft geringer, es treten recht schief auslöschende Fasern unregelmässig auf, aber ebenfalls mit negativer Längsaxe. Die fasrige Structur ist deutlich, die Lichtdurchlässigkeit grösser als bei den Mikrofelsitsphärolithen und eine bräunliche Färbung ist nicht vorhanden. In anderen Fällen erscheinen solche Sphärolithe trübe, ohne dass in sicherer Weise ein eigentliches trübendes Pigment nachweisbar wäre*. Der auch hier unverkennbar negative Charakter und die etwas höhere Doppelbrechung gegenüber den Mikrofelsitsphärokrystallen legt es nahe, auch diese Gebilde den Feldspath-Sphärokrystallen zuzurechnen. Dieselben sind in den ungarischen Lipariten der Schemnitzer Gegend öfters vorhanden und sinken nur selten zu sehr mikroskopischen Dimensionen herab. Sie bauen fast ausschliesslich einen hellgrünen, felsitfelsähnlichen Obsidian (wohl

---

* Iddings führt das in Obsidian Cliff-Gesteinen auf granophyrische Verwachsung mit Quarz zurück, wobei es allerdings nicht recht verständlich ist, dass dieser Quarz den optischen Effect nicht ändern sollte, wie er angiebt.

Trachyt-Obsidian) auf, welcher gangförmig im Tuff in der Stadt Ponza auf der gleichnamigen Insel aufsetzt*.

Man nennt, wie bei den Quarzporphyren des Weiteren zu erörtern sein wird, die erkennbar aus Quarz und Feldspath gemengten Sphärolithe als nicht homogene Gebilde Pseudosphärolithe. Sie werden dort ihre Beschreibung finden, weil sie im Grossen und Ganzen in den Lipariten seltener, in den Quarzporphyren dagegen sehr häufig sind. Zu den Pseudosphärolithen scheinen auch die in ihren Beziehungen zu Lithophysen von Iddings studirten sphärischen Gebilde zu gehören, welche in dem Liparitobsidian und zumal in den felsoliparitischen Ausbildungsformen desselben im National Park an der Obsidian Cliff auftreten. Ihre Dimensionen

* Wie die Literatur-Übersicht zu Häupten dieses Abschnittes zeigt, sind mir die mancherlei Widersprüche gegen die hier gegebene Darstellung nicht unbekannt geblieben. Ich habe in der ganzen, mir zugänglichen Literatur Nichts gefunden, was eine der hier und zuerst im Jahre 1876 von mir über die sphärolithischen Bildungen in sauren Gesteinen (Z. D. G. G. 1876. XXVIII. 369) mitgetheilten Thatsachen könnte bezweifeln lassen. Ebensowenig habe ich Erklärungen für dieselben gefunden, welche ich der von mir gegebenen vorziehen möchte. Die Einwürfe, welche ich gegen alle andern Erklärungen erheben muss, entnehme ich dem chemischen Bestande, der Dichte und dem physikalischen Verhalten dieser Gebilde. Ohne mich auf eine nutzlose Polemik einzulassen, theile ich hier die Auffassungen von Iddings und Michel-Lévy mit.

Der erste hält gewisse Sphärolithe, deren Strahlen theils positiv, theils negativ sind, in den Obsidian Cliff-Lipariten für Orthoklas (Natronorthoklas) mit einer nach der Vertikalaxe stark prismatischen Ausbildung und mit normalsymmetrischer Lage der Ebene der optischen Axen; solche, deren Strahlen sämmtlich positiv sind, hätten dieselbe Ausbildung, aber symmetrische Lage der Ebene der optischen Axen. Die erste Art hat bisweilen eine äussere Schale, deren Strahlen stark prismatisch entwickelt wären nach der Kante P/M und daher sämmtlich negativ. Dieselben zeigen oft Zwillingsbildung nach dem Mahnebacher Gesetz. In grösseren, lockeren Sphärolithen fand er von innen nach aussen: 1. optisch positive Sphärolithsectoren aus Orthoklas prismatisch nach $\dot{c}$ und mit symmetrischer Axenlage, 2. eine schmale wolkige Zone mit gleichem Charakter und gleicher Ausbildung mit schwacher Doppelbrechung. Darauf 3. lockere Bildung derselben Beschaffenheit, durchwachsen mit Tridymitaggregaten. 4. Dickere Feldspathfasern, sämmtlich optisch negativ mit stärkerer Doppelbrechung und Mahnebacher Zwillingsbildung aus Orthoklas, der nach $\grave{a}$ gestreckt ist, durchwachsen mit Tridymit. 5. Zersplitterung dieser Schale zur äusseren Hülle mit theils positiven, theils negativen Fasern aus Feldspath, der nach $\dot{c}$ gestreckt ist und normalsymmetrische Axenlage hat.

Von der Richtigkeit der mitgetheilten Thatsachen konnte ich mich an einer Suite dieses herrlichen Vorkommens überzeugen, die ich der Güte des Herrn Iddings verdanke. Seiner Erklärung kann ich mich nicht ganz anschliessen. Die Obsidian Cliff-Gesteine lassen besonders gut erkennen, dass in den von mir

schwanken zwischen dem mikroskopischen und mehreren Zoll Durchmesser. Sie bestehen aus Fasersectoren, die nicht parallel der Faseraxe auslöschen, sondern mehrere dunkle Streifen in verschiedener Neigung gegen die Hauptschnitte der gekreuzten Nicols liefern. Nur in den kleinen Sphärolithen nähert sich diese Interferenzerscheinung einem normalen Kreuze. Er beobachtete structurelle Übergänge zu anscheinend granophyrischen Verwachsungen von saurem Feldspath mit Quarz, welche ebenso wie die Sphärolithe krystallinische Gebilde umschliessen. Daraufhin, sowie auf Grund der chemischen Übereinstimmung der Sphärolithe mit dem Obsidianglas hält er erstere für mechanische Gemenge von saurem Feldspath und Quarz mit etwas Magnetittrichiten und Augitmikrolithen. Die grossen Sphärolithe von erdiger Textur bestehen mikroskopisch aus gegliederten Feldspathfasern, zwischen denen Tridymitschüppchen, Magnetitkörnchen und Mikrolithe, sowie zahllose Gasblasen eingestreut sind. Der Tridymit aggregirt sich häufig zu Häutchen mit eingeschlossenen Feldspathfasern, welche poröse Zwischenräume zwischen sich lassen. Die Centra der grösseren Sphärolithe haben oft die Structur der kleineren Sphärolithe, ja, die Fasern dieser scheinen sich in die Fasern jener fortzusetzen; doch wäre bei den centralen Theilen dann Quarz, bei den peripherischen Tridymit zwischen die Feldspathfasern eingeklemmt. In den porösen Theilen der grossen Sphärolithe findet sich dann auch gelegentlich Turmalin, grüner Biotit und gelber Fayalit. In denselben liegt also die auffallende Combination von saurem Feldspath mit Tridymit und Fayalit vor. — Die grossen Sphärolithe enthalten

---

zum Mikrofelsit gestellten Sphärolithen die Prismenaxe vielleicht der mittleren Elasticität entspricht. Es kommen gar nicht so selten Mikrofelsitsphärolithe mit negativem Charakter neben herrschendem positivem vor und die stärkere Doppelbrechung in tangentialem Schnitte ist oft recht deutlich zu erkennen.

Michel-Lévy unterscheidet in den Lipariten von Lusclade im Mont Dore, die nach ihm Ströme bilden, nicht Gänge, wie v. Lasaulx angiebt, vier Arten von Sphärolithen: 1. Die ältesten, noch während der Gesteinsbewegung gebildeten und daher ausgezogenen, bräunlich, optisch positiv, mit schwacher Doppelbrechung, $\gamma - \alpha = 0{,}004$. Sie erinnern an den Lussatit Mallard's und gehen nach aussen über in 2. hellere, deren Fasern auch optisch positiv, aber dicker sind und ein grösseres $\gamma - \alpha$ haben. 3. Grobfasrige Sphärolithe in hochkrystallinen Ausbildungsformen der Liparite mit negativem Charakter und $\gamma - \alpha = 0{,}007$; 4. in Zwischenräumen der Sphärolithe 3. liegt eine an körnigem Quarz reiche Grundmasse mit optisch negativen Sphärolithen, die sehr feinfasrig und stärker doppelbrechend sind. Sie erinnern an „agate arborisée". Im Résumé werden 1. und 2. dem Quartzin, 3. dem Feldspath, 4. dem Chalcedon zugetheilt.

sehr oft, bald randlich, öfter angenähert central grosse Hohlräume, in welche hinein die Sphärolithfasern ragen, ein Verhältniss, welches auch an den Axiolithen und Sphärolithen der ungarischen Felsoliparite nicht eben selten vorkommt. Auch die obenerwähnten Schrumpfungsphänomene beobachtete Iddings besonders gern in den centralen Theilen der grossen Pseudosphärolithe und in angenähert concentrischen Bogen. Dadurch gliedert sich der Pseudosphärolith in Schalen, bei denen die innere Oberfläche der nächst äusseren auf die äussere Oberfläche der nächst inneren passen würde, so dass ihr ursprünglicher Contact unzweifelhaft scheint. Wo das Gestein zugleich Lagenstructur besitzt, setzen dann z. B. die mikrolithisch krystallinen Lagen ohne Ablenkung durch die concentrischen Schalen der grossen Pseudosphärolithe hindurch. In andern Gesteinsvarietäten sind die Hohlräume der Pseudosphärolithe auf concentrische Kugeloberflächen geordnet und werden von dünnen Häuten getrennt. Die grossen hohlen Pseudosphärolithe sind sehr häufig halbkugelförmig; werden diese nun durchschlagen, so geben die concentrisch geordneten Sphärolithschalen und Hohlräume mit ihren trennenden Wänden das zierliche Phänomen der Lithophysen. — Nun bestehen aber die Lithophysen-Blätter in dem von Iddings untersuchten Vorkommen, sowie in manchen andern (Tenne studirte dieselben am Cerro de las Navajas, in denen schon G. Rose den Olivin entdeckt hatte, Cross an den oben erwähnten Localitäten) aus Feldspath (derselbe ist an der Obsidian Cliff ein asymmetrischer Natron-Orthoklas, also wohl Anorthoklas), prismatischem Quarz, Tridymit und Fayalit, dem sich gelegentlich Granat und Topas zugesellen; auch in andern, so in ungarischen Gesteinen bauen sie sich aus Feldspath, Quarz und Tridymit in reifähnlichen lockeren Aggregaten auf. Die Lithophysen sind demnach structurell nicht direct mit den Pseudosphärolithen identisch. Zu der Erklärung dieser Verhältnisse hat zuerst Szabó (Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt 1866, XVI. 89), und nach ihm Justus Roth (Beiträge zur Petrographie der plutonischen Gesteine, Berlin 1869, 168) und andere secundäre chemische Veränderungen herangezogen. Cross dagegen nahm Sublimationsprocesse oder Krystallisation aus heissen Lösungen an, die mit der Gesteinsverfestigung gleichzeitig wären oder ihr doch bald folgten. In ähnlicher Weise, aber direct aus dem Gesteinsbildungsprocess heraus erklärt Iddings die Bildung dieser Lithophysen in folgender ansprechenden Weise. In dem noch plastischen Gesteins-

glase schossen Feldspathfaserbündel in einer Glaskugel an. Dadurch wurde die Glaskugel alkali- und thonerdeärmer, und relativ kieselsäure- und wasserreicher. Konnte das Wasser nicht mehr gebunden zurückgehalten werden, so wurde es in zahlreichen kleineren oder einzelnen grösseren Dampfbläschen frei und wirkte nun als agent minéralisateur auf die ursprüngliche Glaskugel, aus welcher die oben genannten Mineralsubstanzen nach Analogie der bekannten Daubrée'schen Versuche auskrystallisirten. Die durch den Wasserverlust bedingte Volumabnahme des Glases führte zur Bildung der Sprünge, auf denen Quarz, Tridymit und Fayalit sich ansetzten. Dass dieser Process vor der endgültigen Verfestigung des Gesteins sich abspielte, geht daraus hervor, dass hie und da glasige Gesteinsbasis in die Lithophysenkammern noch eindringen konnte.

Bei Alftavik, südl. von Husavik in Island, kommt Liparit mit obsidianähnlichen Pechsteinmodificationen und tuffartigen Massen vergesellschaftet vor, in denen nach C. W. Schmidt eigenthümliche sphärolithartige Gebilde auftreten. Dieselben haben 2—3 cm Durchmesser und tragen einige erhabene Rippen. Das Centrum besteht aus einem unregelmässig geformten Quarzkern; um ihn herum liegt die eigentliche Sphärolithmasse. Dieselbe besteht z. gr. Th. aus feinfasrigen, schwach doppelbrechenden „felsosphäritischen Büscheln, zwischen welchen nur spärlich ein feinkörniger Mikrofelsit zu bemerken ist. Zahllose schwärzliche Körnchen und trichitische Strichelchen sind in der Masse interponirt und zeigen eine parallele, aber senkrecht zum Faserverlauf stehende Anordnung. Die directe Grenze gegen den Quarz wird von einer klaren, vollständig isotropen Zone gebildet, die einem echten Glase angehören muss. Kleine rundliche Kügelchen und traubige Gebilde dieser Substanz springen in das Innere des Quarzkerns vor." Die Kieselsäure des Quarzkerns ist an der Peripherie „zu stark lichtbrechenden, eisblumenähnlichen Figuren zusammengeschossen; darauf folgen mehr breit büschelige, Pfauenfeder-artige Aggregationen und erst das Innere wird von einer theils äusserst fein-, theils sehr grobkörnigen, echt krystallinen Quarzmasse ausgefüllt*."

---

* Ob hiermit eine von Cole und Butler beschriebene sphärolithische Bildung in dem Obsidian der Rocche Rosse auf Lipari verwandt sei, vermag ich nicht zu erkennen. Sie fanden von freien Sprüngen aus, durch welche das Obsidianglas in Stückchen getrennt wird, die dem Gestein ein breccienartiges Aussehen geben, sphärolithische Fasern in das Glas hinein gewachsen, so dass axiolithähnliche Gebilde entstehen, die aus einem centralen Glaskern mit einer Hülle von Sphärolith-

Von den bisher besprochenen, stets erkennbar radial aufgebauten Sphärolithgebilden gänzlich verschieden sind farblose, jeder Faserung entbehrende kuglige Gebilde, die man als solche erst zwischen gekreuzten Nicols erkennt. Ihr Interferenzkreuz liegt stets genau parallel zu den Nicolhauptschnitten und hat durchweg negativen Charakter. Da eine zweifellose Glasbasis, besonders da, wo sie mit Mikrofelsitsubstanz irgendwie durchwoben ist, öfters vollständig in solche Kügelchen zerfällt, so wird man dieselben wohl für gespannte Glaskugeln ansehen dürfen. Eine Beziehung zu perlitischer Absonderung ist wohl hie und da, aber keineswegs immer, ja nicht einmal sehr häufig festzustellen. Die Deutung als Opal oder Hyalit, welche man wohl vorgeschlagen hat, ist aus chemischen Gründen ausgeschlossen. Die hier gebotene Deutung enthält eine Begründung dadurch, dass die zweifellosen Perlitkugeln z. B. der Gesteine von Telkibanya, nicht nur als Kugeln, sondern auch im Dünnschliff durchweg doppelbrechend sind mit negativem Charakter. Das Interferenzkreuz dieser Glaskugeln öffnet sich in manchen Präparaten bei Drehung zwischen gekreuzten Nicols zu Hyperbeln mit geringer Entfernung ihrer Pole, und zwar ist die Hyperbelaxe in allen Kügelchen gleich gerichtet (Telkibanya, S. der alten Massamühlen, ONO. Göncz). Das weist auf ungleichmässige Contraction hin.

Die Glasbasis der eigentlichen Felsoliparite ist farblos bis gelblich oder graulich, compact und nur selten porös bimssteinähnlich, selten ganz rein, sondern mehr oder weniger mit Mikrofelsit in kurzen Strängen oder cumulitischen Massen erfüllt. Ausserdem aber ist sie in den meisten Gesteinen voll mikrolithischer und krystallitischer Gebilde. Unter diesen sind langprismatische farblose, oft gegabelte Kryställchen mit der Brechung und Doppelbrechung der Feldspathe am häufigsten. Dieselben sind fast stets fluidal geordnet und ihre Längsaxen liegen mehr oder weniger genau parallel. Das Gedränge derselben kann ein so dichtes werden, dass bei schwächeren Vergrösserungen zwischen gekreuzten Nicols und bei eingeschaltetem Gypsblättchen mit Roth I. Ordnung das ganze Gesichtsfeld sich wie ein negativer Krystall zu verhalten scheint, dessen Axe grösster Elasticität parallel der Stromrichtung liegt. Erst bei stärkeren Vergrösserungen erkennt man, dass die Doppel-

fasern bestehen. Johnstone Lavis hält die Fasern für älter und meint: sie seien durch die Sprünge erst zerrissen. Sollten vielleicht diese Dinge den secundären Gebilden auf den arabeskenähnlichen Sprüngen der Pechsteine entsprechen?

brechung auf die Feldspathmikrolithe beschränkt ist. Sehr schön ist diese Erscheinung in einem Liparit von Battaglia in den Euganäen. — In andern Gesteinen sind die Feldspathmikrolithe nicht langprismatisch, sondern kurz spindelförmig, aber in der gleichen Weise geordnet und denselben Effect hervorbringend (Lithoidit vom Gönczer Pass, ONO. Göncz, S. Telkibanya). Nächst den Feldspathen, wenn die Deutung richtig ist, kommen stärker licht- und doppelbrechende Mikrolithe, die man für Augit halten möchte, recht verbreitet vor; dann dunkelbräunlich durchscheinende Trichite, opake Margarite und Krystallite, an welche sich randlich gern erzähnliche Körnchen und Stacheln, auch Mikrofelsit-Cumulite anheften. Alle diese Gebilde ordnen sich meistens deutlich fluidal. — Sehr häufig wechseln auch diese Ausscheidungen in parallelen Bändern, so dass Trichitenreihen mit Mikrolithenreihen alterniren. Auch der Mikrofelsit ist nicht selten mit krystallitischen Gebilden erfüllt, doch scheinen die als Feldspath und eventuell als Augit gedeuteten Mikrolithe ihn zu meiden. — Dunkle globulitische Körperchen sind in der Glas- und Mikrofelsitsubstanz oft massenhaft vorhanden; es ist jedoch nicht unwahrscheinlich, dass Manches, was man für Globulite hält, in Wirklichkeit nur äusserst winzige Gasbläschen seien.

Diese Bestandtheile der Felsoliparitgrundmassen bedingen nun bei ausschliesslichem Auftreten der Mikrofelsitsubstanz vorwiegend sphärolithische Structur; nur sehr selten ordnen sich die Mikrofelsitschüppchen und Fasern parallel und bedingen fluidale Erscheinungen mehr durch ihre krystallitischen Einlagerungen, als durch die Anordnung ihrer selbst. Die typisch fluidalen Structurformen der Felsoliparite sind an das Zusammenauftreten von Mikrofelsit mit Glasbasis und mehr oder weniger mikrokrystallinen Substanzen gebunden. Diese alterniren entweder in sehr feinen parallelen Lagen, welche sich schon dem blossen Auge als ein höchst zierlicher bandförmiger Farbenwechsel im Handstück verrathen. Diese Lagen entsprechen offenbar verschiedenen physikalischen Zuständen im Momente der Gesteinsverfestigung, welche in der einen Lage glasige Erstarrung mit kurz vorhergehender mikrolithischer Ausscheidung, in der andern Lage mikrofelsitisch-sphärolithische Krystallisation (Taf. V Fig. 1) oder aber deutliche Differenzirung in Feldspath und Quarz oder Feldspath und Tridymit bedingte. Iddings machte in seinem Aufsatz über die Lithophysen und die Lagenstructur (Lamination) saurer Laven darauf aufmerksam, dass jede irgendwie gestaltete schlierige Verschiedenheit im

erumpirenden Magma durch die Flussbewegung zu einer Lamination parallel der Unterlage führen muss, und zwar um so vollkommener, je weiter weg vom Eruptionspunkt. Das mannichfach wechselnde Detail dieser ihrem Wesen nach fluidalen Lagenstructur entsteht dadurch, dass die Mikrofelsitlagen bald sphärolithisch, bald verworren schuppig-fasrig, bald reich an krystallitischen Gebilden, bald mehr oder weniger frei von denselben, bald durch feinvertheiltes Erz getrübt oder nicht getrübt, durch Luftporen aufgelockert oder compact sind.

Die Verschiedenheiten der Glaslagen lassen sich fast stets auf grösseren oder geringeren Reichthum an Mikrolithen und Krystalliten, sowie an Luftbläschen, seltener auf fluidale Vertheilung von Pigmenten zurückführen.

Die holokrystallinen Lagen variiren insofern, als dieselben bald in regellosem Aggregat aus Quarz und Feldspath, selten aus grösseren Feldspathkörnern mit unregelmässig eingelagerten rundlichen Körnchen von Quarz poikilitisch durchwachsen, bestehen. Die letzteren pflegen dann in einem und demselben Feldspathkorn parallel orientirt zu sein und liefern somit ein Analogon zu den granophyrischen Gebilden der Quarzporphyre. Ausser der als Quarz gedeuteten Substanz sind solchen allotriomorphen Feldspathkörnern auch Biotitblättchen zweiter Generation, als Augit zu deutende Mikrolithe und Erzpartikelchen eingelagert (Göncz). Letztere Ausbildungsform tritt besonders gern in Lagenwechsel mit Glas auf, welches reich an Feldspathmikrolithen ist. In wieder andern Fällen bestehen die holokrystallinen Lagen aus Tridymithäufchen und Feldspathkryställchen.

Wenn nun die genannten Bestandtheile der Grundmasse nicht in parallelen Lagen alterniren, sondern unter wechselnden Winkeln und mit oft raschen Biegungen und Knickungen durch einander geknetet und gepresst sind, so entstehen die durchflochtenen Structuren.

Die in obiger Darstellung geschilderten Verhältnisse sind ganz wesentlich den ungarischen Felsolipariten entnommen. Sie kehren in durchaus analoger Weise, wenn auch nicht so mannichfacher Ausbildung, bei den verwandten Gesteinen der Euganäen (Monte Sieve, Monte della Montecchia, Monte Bello, Battaglia, Monte Menone) und bei den schönen, von Diller (Q. J. G. S. 1883. XXXIX. No. 156) in Kleinasien geologisch untersuchten Vorkommnissen (Westseite des Kyalarderessi, ½ km SO. von Hussanfaki an der Südküste der

Troas, am Kozlou-dagh bei Lamponaea in der Troas, Salmosac bei Aivali im Gebiet von Smyrna) wieder. — Die grosse Ähnlichkeit der Liparite von Aden, welche Vélain und J. Roth beschrieben, mit den ungarischen Gesteinen hebt bereits Vélain hervor, in dessen Darstellungen der Chalcedon und Opal der Liparitgrundmassen vielleicht manchem entsprechen dürfte, was hier als Mikrofelsit und Gesteinsglas gedeutet wurde. — Ebenso sind zahlreiche Analogien in den Beschreibungen der andern oben citirten Autoren sicher erkennbar. So schildert Hussak allotriomorph-körnige und sphärolithische Grundmassen an den Lipariten des Schaufelgrabens bei Gleichenberg in Steiermark, aus sphärolithischem Mikrofelsit und perlitischem Glase gemengte an denjenigen des Rhodope-Gebirges; v. John schildert hypokrystallin-porphyrische Liparite mit einer an Feldspathleistchen und Quarzkörnern reichen Grundmasse vom Karaghan-Gebirge in Persien, Mügge solche mit sphärolithischer und fast holokrystalliner Grundmasse aus Feldspathleisten und Quarz aus dem Kilimandscharo-Gebiet, Kolenko solche mit sphärolithischer und holokrystalliner Grundmasse von der Banks Halbinsel in Neu-Seeland, Stelzner ebensolche aus der argentinischen Provinz Catamarca, Rosiwal mikrofelsitische aus SO.-Afrika und Abessynien. Sehr interessant ist die Darstellung Niedzwiedzki's von den Lipariten des Trachytstocks NW. vom Rujge-Gebirge bei Trn, deren Grundmasse, wie das oben vom Gönczer Pass beschrieben wurde, aus einem mit Feldspathspindeln, wozu sich hier Quarz gesellt, erfülltem Glasteig besteht. — Von besonderer Wichtigkeit sind die Schilderungen der amerikanischen Petrographen aus den centralen Territorien der Vereinigten Staaten.

Nach Zusammensetzung und Structur behaupten die **isländischen Liparite**, deren geologische Kenntniss wir besonders Thoroddsen, und deren petrographische Schilderung wir Bäckström verdanken, einen eigenen Platz. Thoroddsen unterscheidet die älteren, präglacialen Liparite und die jüngeren Liparitströme. Zu den älteren Lipariten gehört das hellgraue Gestein von Raudfossafjöll mit intratellurischen Ausscheidungen von Oligoklasalbit und grünem Pyroxen, Zirkon, Apatit und einem unbestimmbaren, in HFl löslichen, stark lichtbrechenden isotropen Mineral von 0,1—0,3 mm Durchmesser in einer krystallinen Grundmasse aus Feldspathleistchen (z. Th. mit Glaseinschlüssen) mit wenig Pyroxen und etwas Quarz. Um die

Feldspathleistchen legen sich winzigste granophyrische Mäntelchen und bei hinreichender Dünne des Schliffs erweist sich die Structur als prägnant mikrogranophyrisch. Wo dieser Mikrogranophyr zurücktritt, wird die Structur trachytisch und in einer Abart mikrofelsitisch mit glasigen Perlitkügelchen. — Ebenso ist die Structur ausgezeichnet trachytisch in einem älteren Liparit von der Snäffelshalbinsel, dessen Augit z. Th. nicht grün, sondern gelb ist. — Sehr wichtig ist für die Lehre vom Mikrofelsit ein Vorkommen von holokrystallinem Liparit und Obsidian vom Hlidarfjäll am Myvatn. Im Obsidian finden sich winzige Täfelchen von Mikrofelsit, die von dunklen Körnchen umrandet werden, und sich um Feldspathe oder um Pseudosphärolithe ordnen; sie sind durchaus homogen, schwach licht- und schwach doppelbrechend. Das holokrystalline Gestein ist tridymitreich und durchaus allotriomorph-körnig, also wohl secundär entglast. Hier sind nun dieselben Mikrofelsittäfelchen mit derselben Umrandung durch dunkle Körner und in denselben Verbandverhältnissen mit Feldspath und Pseudosphärolithen ebenfalls in Pseudosphärolithe mit optisch positiven und optisch negativen Strahlen umgewandelt.

Von den jüngeren Liparitströmen ist der Hrafnatinnuhraun wohl einige 100 Fuss mächtig. Der Markaflot durchbricht seinen westlichen Rand und entblösst 40—50 dänische Fuss eines hell- bis röthlichgrauen Gesteins, das nach oben in eine 10 Fuss mächtige Obsidiankruste übergeht, die von einer 2—3 Fuss mächtigen Bimssteinschicht überdeckt wird. Der Strom kommt nicht, wie Zirkel angiebt, vom Hekla, sondern von einem unbekannten Krater in der Nähe des Torfajökull. Der plattige Liparit zeigt Einsprenglinge von zwillingsgestreiftem corrodirtem Feldspath (Plagioklas oder Anorthoklas) und Augit, sowie leistenförmige Zwillinge von Sanidin, der nie corrodirt ist, in einem glasgetränkten Mikrolithenfilz aus Feldspathtäfelchen und -Leisten mit etwas Augit und Erzpartikeln. Accessorisch sind Zirkon und Apatit, in Poren Tridymit. Wird die Glasbasis reichlicher, dann führt sie Globulite. — Nördlich vom Torfajökull liegt der Domadalshraun, der zweiarmige Namshraun, der aus einer 400—500 Fuss breiten Spalte im alten Liparitgebirge nach beiden Seiten überquillt, und der Laugahraun. Im Namshraun sind die Einsprenglinge Plagioklas und Augit, vereinzelt Biotit und spärlich Olivin (Bronzit Schmidt's) in Stengeln. Die Grundmasse ist hyalopilitisch (ein glasgetränkter Mikrolithenfilz, wie am Hrafnatinnuhraun) bis vitrophyrisch. — Sehr ähnlich

ist die Structur und Zusammensetzung der andern Ströme, doch verschwindet aus der Grundmasse des Laugahraun die Glasbasis beinahe vollständig. — Charakteristisch für die isländischen Liparite ist also das fast absolute Fehlen des Sanidin und Biotit unter den Einsprenglingen und die Neigung zu andesitischen Structurformen. Das hängt nach Bäckström zusammen mit ihrem hohen Gehalt an Na und Ca, mit ihrem niedrigen (weniger als 70 %) Gehalt an SiO_2 und mit ihrer Neigung zur Obsidianbildung, der auf allen Strömen die Kruste darstellt.

Die isländischen Liparite weisen mit manchen ihrer Eigenschaften nach den Pantelleriten hin. Sie zeigen einen Typus sui generis, der bisher von keiner andern Localität bekannt ist.

Als **Pantellerit** hat Förstner ein in beträchtlicher Ausdehnung auf der Insel Pantelleria vorkommendes, an der Grenze der Liparit- und Trachytreihe stehendes Gestein beschrieben. Dasselbe nimmt einen Flächenraum von etwa 40 qkm ein und gruppirt sich, stromartig aus 45 Vulkancentren ergossen, um ein älteres Andesitgebirge. Bei durchweg porphyrischer Structur von trachytischem oder glasigem Habitus zeichnet es sich habituell durch spangrüne Farben aus und ist oft braun gefleckt. Es werden vier Hauptausbildungsformen unterschieden: 1) Die Grundmasse ist vollkommen trachytisch, aber sehr feinkörnig und besteht aus einem äusserst zierlichen Gewebe von Feldspath und grünlichem Augit, in welchem Einsprenglinge von Anorthoklas, schwach pleochroitischem Augit und Cossyrit liegen; — 2) bei glasigem und porphyrischem Habitus besteht die Grundmasse aus wenig spangrün durchsichtiger Glasbasis mit zahlreichen Mikrolithen von Feldspath und Augit, weniger von Cossyrit; die Einsprenglinge sind die gleichen; — 3) bei reichlicher Glasbasis treten nur spärliche Mikrolithe von Augit und Cossyrit und die obengenannten Einsprenglinge auf. — 4) Pantelleritbimsstein. — Das Gestein wäre somit in holokrystallin-porphyrischer, hypokrystallin-porphyrischer und vitroporphyrischer Ausbildung bekannt; es fehlten dagegen die mikrofelsitischen Structurformen. — Chemisch wäre als charakteristisch hervorzuheben der zwischen 66,8 und 72,5 % schwankende Kieselsäuregehalt, welcher also bald bis fast zu dem der Trachyte sinkt, bald bis zu dem der Quarztrachyte steigt, ein um 9 %—10 % schwankender Gehalt an Eisenoxyden, der um 1 % sich bewegende, selten auf 2 % wachsende

Kalkgehalt gegenüber einem um 10 % schwankenden Gehalt an Alkalien, unter welchen das Natron stark herrscht. — Das specifische Gewicht der vitrophyrischen Arten liegt um 2,4, dasjenige der holokrystallinen um 2,6. Danach könnte die Menge der Bisilicate nie eine bedeutende sein. Doch ist das specifische Gewicht der holokrystallinen Arten wohl wegen der sehr porösen Beschaffenheit der Gesteine zu niedrig bestimmt.

Diese den Mittheilungen Förstner's entnommenen Angaben vermag ich durch das mikroskopische Studium eines sehr reichen Materials, welches ich der Güte des Herrn Felice Giordano, Directors der italienischen geologischen Landesanstalt, verdanke, in mehreren Punkten zu ergänzen und zu berichtigen. Dabei muss ich indessen zunächst die vollste Anerkennung der überaus sorgfältigen geologischen, chemischen und mikroskopischen Untersuchungen Förstner's aussprechen und hinzufügen, dass meine Resultate den Gegenstand weder erschöpfen, noch vollständig aufklären. Mir ist kein Gestein bekannt, welches der mikroskopischen Erforschung solche Schwierigkeiten böte, wie der Pantellerit. — Was Förstner Liparit auf der Insel Pantelleria nennt, vermag ich nicht nach den mir vorliegenden Proben vom Pantellerit zu trennen. Auch seine Andesite weichen in vieler Hinsicht von den normalen Andesiten ab.

Möge die Ausbildung des Gesteins sein, welche sie wolle, die Einsprenglinge sind stets die gleichen und von gleicher Beschaffenheit; die intratellurische Periode ist also die gleiche für alle Gestaltungsabarten gewesen, erst die Effusionsperiode schafft die Mannichfaltigkeit.

Die Einsprenglinge sind stets herrschend ein Alkalifeldspath, daneben in kleiner Menge ein diopsidischer Pyroxen, Aegirin-Augit und Cossyrit (Ainigmatit). Von Nebengemengtheilen ist Zirkon nicht selten, Apatit spärlich, Olivin nur gelegentlich und vereinzelt, Magnetit oder andere Erze wurden nur einmal (Sillumen) beobachtet. Braune basaltische Hornblende fand sich ganz vereinzelt und corrodirt (Bagno dell' Acqua und Polveriera auf dem Hügel San Marco, der alten Arx Cossyra), grüne Hornblende ebenso (Zighidi), Titanit mehrfach in Hyaloliparíten von Kuttinar und Gelkhamar, Quarz vereinzelt (Sillumen) in Pantelleriten, welche Förstner wohl zu den Lipariten stellt; die Handstücke trugen die Etiquette: Liparite bianca. In diesen Gesteinen fand sich auch ganz vereinzelt Biotit.

Für die Schilderung der Feldspathe, von denen Anorthoklas und natronreicher Sanidin vorhanden sein dürften, verweise ich auf

den I. Band dieses Buches, 3. Aufl. p. 679. Hervorgehoben sei nur noch ihre Ähnlichkeit mit den Feldspathen der Keratophyre und die häufige Rundung der Umrisse besonders in den anscheinend holokrystallinen Ausbildungsformen der Pantellerite. — Der diopsidische Augit zeigt die Formen der basaltischen Augite mit gleichmässiger Ausbildung der Prismen- und Pinakoidflächen und der positiven Grundpyramide; er ist grün und ohne Pleochroismus. — Der Aegirin-Augit hat die für diesen charakteristischen Eigenschaften und zeigt neben der normalen Spaltbarkeit nach dem Prisma auch eine unvollkommenere nach der Längsfläche (010). Er tritt in selbständigen Individuen und als äussere Schale der diopsidischen Augite auf. Beide Pyroxene besitzen nicht gerade selten einen schmalen äusseren Saum von Aegirin. — Der Ainigmatit bildet verhältnissmässig selten sehr scharf idiomorphe Krystalle; selbst in den Hyalopantelleriten ist er gelegentlich zu rundlichen bis eiförmigen Körnern resorbirt.

Die Grundmassen sind z. Th. vollendet glasig, schwarz bis grünlichschwarz im auffallenden Lichte, spangrün, auch wohl etwas bräunlichgrün im durchfallenden, tiefer gefärbt als die grünen Gläser der isländischen Hyaloliparite. Bald compact, bald voll Dampfporen bis zu bimssteinähnlicher Auflockerung, mit vereinzelten oder sich beträchtlich häufenden Mikrolithen von ungestreiftem Feldspath, Cossyrit und Aegirin. In einigen Vorkommnissen treten Mikrolithe einer blauen Arfvedsonithornblende mit sehr geringer Schiefe c : a und sehr schwacher Doppelbrechung, mit a = blau, b und c = grünlich oder bräunlich, oder nach einer barkevikitischen Hornblende (Madonna della Grazia), oder einer grünlichen Hornblende mit mässigem c : c und schwacher Doppelbrechung (Polveriera) hinzu. In einigen Gesteinen, besonders schön in einem Hyalopantellerit von Cuddia Almarza, enthält die Grundmasse reichliche zierlichste Quarzdihexaëder der Effusionsperiode, deren grösste 0,03 mm messen. — Winzigste Täfelchen von Titaneisenglimmer enthielt die Glasbasis eines Pantellerits von der Cima Gelkhamar.

Diese Grundmassen verlaufen nun allmählich durch gehäufte Krystallisationen der Effusionsperiode in einen Mikrolithenfilz, der bald noch deutlich mit Glas durchtränkt ist, bald vollständig entglast erscheint, ohne es indessen zu sein. Dieser Übergang vollzieht sich nicht etwa durch Zunahme der Feldspath-Mikrolithe; diese treten im Gegentheil auffallend zurück und der Filz besteht fast ausschliesslich aus Aegirinnadeln, deren Dimensionen im um-

gekehrten Verhältniss zu ihrer Menge stehen. Sie sinken zu solcher Kleinheit herab, dass man sie nur bei stärksten Vergrösserungen als Einzelgebilde zu erkennen und kaum noch ihre Doppelbrechung wahrzunehmen vermag. Sie bedingen die auffallend grüne Farbe der Gesteine. Wenn ihnen in grösserer Menge arfvedsonitische Hornblende, meist in Fetzen und Lappen beigemengt ist, so werden die Farben mehr graugrün bis bräunlichgrün. Diese Entglasung vollzieht sich z. Th. in einzelnen, schön fluidal gewundenen Strängen, die mit glasigen Strängen wechseln, oder sie häufen sich bis zu vollständiger Verdrängung der Glasmasse. Der Feldspath- und Quarzgehalt, oder die Basis, welche auch in diesen Gesteinen vorhanden sein muss, wird durch diesen dichten Schleier von Aegirin gänzlich verhüllt.

In andern Fällen tritt bei krystalliner Entwicklung der Glasbasis der Feldspath deutlich in quadratischen und kurz oblongen Schnitten, seltener in Leistchen, und ebenso der Quarz als Cäment deutlicher hervor (Madonna del Rosario, Sant' Elmo, Arenellas); aber auch hier setzen die dichten Ströme von Aegirin und arfvedsonitischer Hornblende durch die farblosen Gemengtheile allenthalben hindurch. Ob nicht auch hier noch Glasbasis vorhanden sei, ist nicht zu unterscheiden. — Auch die beiden beschriebenen Formen der krystallinen Gestaltung der Grundmasse wechseln oft lagenartig mit einander und mit glasreichen Lagen. — In vielen Fällen ist jedoch die Grundmasse auch mit den stärksten Vergrösserungen nicht zu entziffern. — Typisch entwickelter Mikrofelsit begegnete mir nur einmal in einem Gestein der Cuddia Sant' Elmo.

Sehr verbreitet ist in den weniger glasigen bis anscheinend holokrystallinen Pantelleriten ein rauh trachytisches Gefüge mit bald rundlichen, bald der Fluidalrichtung parallel langgestreckten, knopflochähnlichen Poren. Die Wände dieser Hohlräume sind mit Täfelchen von Feldspath und Tridymit und mit Säulchen von Cossyrit, Aegirin und einer arfvedsonitischen Hornblende besetzt. Von ihnen aus kann man den Tridymit oft (Khazi, Madonna della Margana) noch in das eigentliche Gesteinsgewebe hinein verfolgen.

Eigenthümliche Pseudosphärolithe enthält ein anscheinend holokrystalliner Pantellerit von der Localität Le Balate. Sie bestehen aus negativen Strahlen von Feldspath und negativen Strahlen einer blauen und gelben arfvedsonitischen Hornblende. Dass die blauen und gelben Amphibolstrahlen nicht verschiedenen Mineralien an-

gehören, zeigt die Erscheinung, dass gelegentlich ein einziger Strahl am einen Ende blau, am andern gelb ist.

Magnetit fehlt auch der Effusionsperiode vollständig.

Nach den mitgetheilten Thatsachen sind die Pantellerite gegenüber den eigentlichen Lipariten charakterisirt durch die absolute Herrschaft des Alkalifeldspaths, das gänzliche Fehlen der Kalknatronfeldspäthe, das Auftreten des Ainigmatit, des Diopsid, Aegirin und arfvedsonitischer Amphibole als farbige Gemengtheile unter fast absoluter Verdrängung des Glimmers, durch das Fehlen des Magnetits, die Seltenheit des Quarzes erster Generation, die Herrschaft glasiger und mikrokrystalliner, die äusserste Seltenheit mikrofelsitischer Structurformen und durch die massenhafte Bildung farbiger Gemengtheile in der Effusionsperiode.

In den Pantelleriten liegt unverkennbar eine Ergussform der Alkaligranite und der nahestehenden Alkalisyenite vor, welche unter den Ganggesteinen in den Quarztinguäiten und Sölvsbergiten ihre nächsten Verwandten und in den Keratophyren und Quarzkeratophyren in gewissem Sinn ihre Vorläufer hat. Von allen diesen verwandten Gesteinsfamilien unterscheiden sich die Pantellerite eigenartig durch den hohen Eisengehalt, der hier z. Th. der Thonerde äquivalent ist.

Ausserhalb der Insel Pantelleria kennt man diese Gesteine bis jetzt nicht mit Sicherheit. Allerdings beschreibt Rosiwal vermuthungsweise als Pantellerite einen Anorthoklas führenden Felsoliparit mit Augit und einen Anorthoklas-Trachyt aus Abessynien, welche aber nach ihrer Farbe (braun bis grau) bei glasigem und felsitischem Habitus kaum hierher gehören dürften. Der Anorthoklas allein bedingt nicht den Pantelleritcharakter; es gehören dazu auch die Alkalipyroxene und Alkaliamphibole und die übrigen oben angeführten Eigenschaften.

Eine eigenthümliche Gruppe von Liparitergüssen beschrieb Osann von dem Fort Davis im westlichen Texas. Sie führen nur äusserst wenige farbige Gemengtheile, die aus einem hellgrünen Pyroxen (wahrscheinlich Aegirin) und Flecken von Eisenerzen bestehen, die vermuthlich aus einem schwammigen Amphibolmineral hervorgegangen sind. Die Grundmasse besteht ähnlich, wie bei den

Paisaniten, aus kurz leistenförmigem, oft mikroperthitischem Feldspath und Quarz, der auf weitere Strecken hin optisch parallel orientirt ist. Sehr ähnlich sind Liparite vom Muerto Spring und vom Ranch Crow's Nest, ebenda. — Aus einer Schlucht südlich des Naiwasha-Sees beschreibt Mügge einen in 100 Fuss hohen Wänden anstehenden grauen bis graublauen Liparit, der bei holokrystalliner und sphärolithischer Structur in Drusen aufgewachsen, und als farbigen Gemengtheil in der Gesteinsmasse ausgeschieden eine blaue Arfvedsonithornblende (Riebeckit?) führt. Wie fast allenthalben in den Gesteinen mit eisenreichen Pyroxenen und Hornblenden fehlen die Erze. — Am See Naiwasha setzt ein nahe verwandtes Gestein auf, das neben der blauen auch braune Hornblende enthält. Diese hat für den angenähert parallel zur Prismenaxe schwingenden Strahl tiefbraune Farbe, zuweilen mit Stich ins Grüne oder Blaue, für den dazu senkrecht schwingenden Strahl braungelb mit violettem Stich. Die sehr geringe Durchsichtigkeit erlaubte keine Bestimmung der Auslöschungsschiefe. — Der blaue Amphibol hat für den ungefähr parallel c schwingenden Strahl tiefblau mit grünlichem oder violettem Stich, senkrecht dazu grüngraugelb, zuweilen auch graugelb mit violettem Stich, oder graublau in Lavendelblau geneigt. Vollständige Auslöschung tritt in keiner Stellung zwischen gekreuzten Nicols ein, also findet wohl eine starke Bissectricen-Dispersion statt. Dieser Amphibol ist zweifelloser Arfvedsonit, die „braune" Hornblende wohl Hornblende-Arfvedsonit, soweit sich ohne Angabe über die Vertheilung der Elasticität urtheilen lässt. Ausserdem tritt eine sehr tief gefärbte, rothbraune, fast undurchsichtige Substanz in Lappen auf, welche, stark doppelbrechend, gegen eine unvollkommene Spaltung unter ca. 30° schief auslöschen. Dasselbe Mineral kommt in den „Akmittrachyten" von den Azoren, in den Elaeolithsyeniten, in Tinguáiten, in Pantelleriten und Phonolithen vor und könnte wohl dem Ainigmatit oder Cossyrit nahe verwandt, wenn nicht damit ident sein. — Die Structur dieses Gesteins zeigt „eine deutliche Annäherung an diejenige der Phonolithe und der früher beschriebenen Akmittrachyte". — Desgleichen gehört hierher ein Liparit von dem Ngorongoro in Deutsch-Ostafrika, der nach Lenk's Beschreibung denselben blauen Amphibol führt.

Verwandte Gesteine fand Bertolio auf der Insel S. Pietro (Sardinien) und gab ihnen nach dem Fundorte, der Localität Comende, den Namen **Comendite**. Sie besitzen nach seinen Angaben Einsprenglinge von Sanidin, Quarz und etwas Aegirin in

einer Grundmasse von wenig ausgesprochen mikrolithischem Charakter, aber mit viel schwammigem Quarz und negativen Sphärolithen. Neben Aegirin findet sich auch Hornblende und blauer Amphibol aus der Arfvedsonitreihe, ferner granophyrische Quarz-Feldspathaggregate, Zirkon, Magnetit, Sphen, Tridymit und hie und da ein gestreifter Feldspath. Einige Pröbchen der Gesteine, die ich der Freundlichkeit Bertolio's verdanke, zeigen in einer holokrystallinen mikrogranitischen Grundmasse aus ungestreiftem Feldspath und Quarz kleine Einsprenglinge von Sanidin und Quarz nebst schwammigen Lappen von Arfvedsonit und von Aegirin und Blätter eines ganz gebleichten Glimmers, der aber nach den Ausscheidungen von Titanoxyden, die er enthält, sicher Biotit war. Ausserdem fanden sich spurenweise Ainigmatitfetzen und ein grünlichbraunes Amphibolmineral mit sehr geringer Doppelbrechung. In einem Präparate lagen zahlreiche isotrope, braunrothe, stark lichtbrechende Körnchen (Pyrochlor?).

Wie die Nevadite den normalen Granitporphyren, die eigentlichen Liparite den Alsbachiten, die Pantellerite den Quarztinguäiten, so stehen die Comendite den Paisaniten parallel und entsprechen als Ergussformen den Alkaligraniten mit Aegirin und Arfvedsonit.

Die Comendite sind meines Wissens von andern Localitäten nicht bekannt. Bertolio sagt: „Secondo il prof. Zirkel è probabile che roccie analoghe esistono in altre località, dove il piroxeno verde, che è in verità dell' aegirina, è stato forse mal compreso e determinato come dell' augite comune (Lettera del prof. Zirkel al autore)." Schade, dass Zirkel nicht sagt, wo er bei Lipariten diese Verwechslung begangen hat. Es ist doch nicht anzunehmen, dass er andern Autoren eine solche habe zutrauen wollen.

Die **Liparitgläser** oder **Hyaloliparite** verhalten sich systematisch zu den eigentlichen Lipariten ähnlich wie die Felsitpechsteine zu den Quarzporphyren. Indessen zeigen sie eine weit mannichfachere Ausbildung als diese. Bei den palaeovulkanischen Quarzporphyren sind bisher nur wasserreiche Gläser bekannt. Bei den neovulkanischen Lipariten unterscheidet man Liparitpechsteine, Liparitperlite, Liparitobsidiane und Liparitbimssteine. Ihnen allen ist es eigenthümlich, dass die Entwicklung intratellurischer Einsprenglinge eine sehr geringe ist. Doch

sind Übergänge in die Nevadite, sowie in die eigentlichen Liparite ziemlich verbreitet. Man darf die Liparitgläser als das Product einer sehr raschen Erstarrung liparitischer Magmen auffassen; dem entspricht es, dass wir dieselben als Krusten liparitischer Ströme und als Salbänder liparitischer Gänge antreffen, wo sie nicht selbständige geologische Körper bilden. Unter einander sind sie ebenfalls durch allmählige Übergänge verknüpft und bisweilen durch lagenartigen Wechsel verbunden. Die Trennung der Liparitgläser von den structurell identischen Gläsern der übrigen saureren neovulkanischen Eruptivgesteine (Trachyte, Phonolithe, Dacite, Andesite) ist nur in einzelnen günstigen Fällen auf dem Wege der mikroskopischen Untersuchung durchzuführen; im Allgemeinen kann nur die quantitative chemische Analyse sicheren Aufschluss bieten. Davon überzeugt die Betrachtung, dass ein Obsidian mit Einsprenglingen von Biotit, beziehungsweise Hornblende und Augit, und gestreiftem Feldspath ebensowohl ein Dacit sein kann, dessen Eruption vor Ausscheidung des Quarzes stattfand, wie ein Liparit ohne intratellurische Sanidin- und Quarzbildung oder ein Trachyt ohne intratellurische Sanidinbildung oder endlich ein Andesit. Es ist demnach nicht unmöglich, dass manche der hier zum Liparit gerechneten Gesteine in Wirklichkeit zu einer andern Gesteinsfamilie gehören.

Für die Liparitpechsteine kann man es mineralogisch als charakteristisch bezeichnen, dass unter den Einsprenglingen der Quarz gern fehlt, dass der Augit entschieden häufiger in mikrolithischer Ausbildung vorkommt, als in den eigentlichen Lipariten und dass die oft grünlich, gelblich oder bräunlich gefärbte Glasbasis gern einen grossen Reichthum mikrolithischer und krystallitischer Ausscheidungen enthält. Dagegen pflegen sphärolithische Gebilde im Ganzen spärlich vorzukommen. Fluidale Phänomene sind allgemein verbreitet, so lagenartiger Farbenwechsel der Glasbasis, Parallelordnung der mikrolithischen und krystallitischen Ausscheidungen, lagenartiger Wechsel mikrolithenreicher und mikrolithenarmer Gesteinsblätter, selten lagenartiger Wechsel mikrofelsitischer und glasiger Ausbildung.

Repräsentanten der normalen Liparitpechsteine liefert Murat-le-Quaire in der Auvergne; zahlreiche Feldspath- und sehr spärliche Biotiteinsprenglinge und nur recht kleine und nicht zahlreiche Feldspathmikrolithe und wegen ihrer winzigen Dimensionen nicht deutbare Krystalle liegen in einer tiefbraunen Glasbasis. Grosse, optisch positive, grau durchsichtige Sphärolithe erweisen

sich oft aus vielen kleinen zusammengesetzt und zeigen daher bei ungenügender Vergrösserung scheinbar die Polarisationsphänomene der Granosphärite. Im Centrum der grossen Sphärolithe fehlt oft die Radialstructur und damit das Interferenzkreuz. Es liegen dann Cumulitcentren mit sphärolithischen Schalen vor. — Ein grünlichweisser Liparitpechstein aus dem Cantal zeigt lagenförmigen Wechsel mit Bimssteinglas, dessen stark poröse Fäden schwach doppelbrechend sind. Wie zu erwarten, liegt parallel der Längsrichtung dieser Glasfäden die Axe kleinster Elasticität. Die Erscheinung ist besonders deutlich in der Umgebung der langgezogenen Gasblasen. Das Gestein ist reich an Feldspath- und Quarzeinsprenglingen und erreicht angenähert nevaditischen Habitus. — Nach den Mittheilungen von v. Lasaulx besitzen die Liparitpechsteine des Mont Dore eine bald grüne, bald braune, sehr poröse Glasbasis voll mikrolithischer Ausscheidungen. Sanidin bildet die Einsprenglinge; sphärolithische Gebilde fehlen.

Die Liparitpechsteine der Schemnitzer Gegend (Hliniker Thal) haben graue bis farblose, selten bräunlichgraue Glasbasis, welche oft erfüllt ist mit fluidalen Strömen von Feldspath- und Augitmikrolithen. Meistens aber fehlen die Mikrolithe und an ihre Stelle treten sehr zierliche Trichite und Krystallite mit gebleichten Wachsthumshöfen. Einsprenglinge liefert der Magnetit, Biotit, selten Augit, gestreifter Feldspath, Sanidin und Quarz. Zirkon ist recht verbreitet. Bimssteinartige Entwicklung der meistens an mikroskopischen Luftporen reichen Basis kommt auch hier vor. Die Glasfäden sind dann ebenfalls doppelbrechend mit gleicher Vertheilung der Elasticität, wie im Cantal.

Die Pechsteine von Ponza wurden von Doelter als durch den Contact mit Liparitgängen umgeschmolzene Trachyttuffe aufgefasst. Sie sind nach Doelter porphyrartig durch Biotit- und Sanidineinsprenglinge und enthalten in einer farblosen, blassgelben oder blassgrünlichen Glasbasis Feldspathmikrolithe und schwarze Mikrolithe, „welche den Trichiten gleichkommen“. J. Roth und G. vom Rath fassen diese Pechsteine als structurell verschiedene Salbänder der rothen Felsoliparite auf. Zwischen diesen Salbändern und dem durchsetzten Trachyttuff treten gelegentlich Reibungsbreccien auf.

Recht mannichfaltig sind die Pechsteine der Euganäen ausgebildet. Ein solcher vom Monte di Cattajo enthält in einer gelblichen, rein glasigen Basis neben den Einsprenglingen von

Sanidin und Augit langelliptische weissliche Flasern eines kryptokrystallinen Aggregates, deren Längsaxen sämmtlich parallel geordnet sind. Dieselben graulichweissen kryptokrystallinen Flasern finden sich neben solchen eines kurzfasrigen Mikrofelsits in dem gelben Gesteinsglase des Trachytpechsteins vom Monte Mussato di Galzignano, das sich von dem des Monte di Cattajo indessen durch einen bedeutenden Gehalt an globulitischen und margaritischen Entglasungsproducten und an Mikrolithen unterscheidet. — Die Trachytpechsteine von Tremonte, von dem Monte delle Donne, Monte di Torreggia und andern Localitäten enthalten sämmtlich neben Einsprenglingen von Sanidin, selten Plagioklas, bald Augit, bald Magnesiaglimmer, grosse Mengen von farblosen Mikrolithen in der gelben Glasbasis. Um diese Mikrolithe setzen sich senkrecht zu ihrer Längsrichtung in mehrmaliger Wiederholung höchst zierliche Kränze dunkler Globulite in gleichmässigen Abständen, während gleichzeitig an den Polenden dieser Mikrolithe stachlige Gruppen von kurzen hellen Krystalliten anhaften. Sehr selten erscheint statt der mehrfachen quergeordneten Globulitenkränze eine Längsumsäumung der Mikrolithe durch Globulite. Die Gesteine vom Monte nuovo und Monte Mieda sind bei ganz analoger Ausbildung überdies reich an Dampfporen. Auch erscheinen hier, ganz besonders aber in der mattbräunlichen Glasbasis des Felsitpechsteins vom Monte Bello, neben farblosen Feldspath- noch zahlreiche hellgrüne Augitmikrolithe.

Sehr arm an Einsprenglingen, die theils dem Sanidin, theils dem Plagioklas, vereinzelt dem Granat angehören, ist ein Trachytpechstein von Oyacachi am Flusse Napo zwischen den Vulkanen Antisana und Cayambe in den Anden, welchen wir durch Wolf und vom Rath kennen lernten. Die Grundmasse des Gesteins besteht aus einem innigen Gemenge theils kurzer, sich rasch auskeilender Bänder, theils eckiger Fetzen eines farblosen und eines hell graubraunen Glases. Das erste enthält gewundene Reihen von farblosen polarisirenden, sowie von dunklen isotropen Körnchen und spärlichen Feldspathmikrolithen; das bräunliche Glas dagegen ist kaum merklich durch Globulite gekörnelt, geht dagegen an einzelnen Stellen in ein kryptokrystallines Aggregat über. Darin liegen ziemlich häufig positive Mikrofelsitsphärolithe. Auch kleine Brocken andesitischer Felsarten finden sich gar nicht selten eingebacken in dem interessanten Gesteine. — Nach Möricke enthält der Liparitpechstein von Guanaco in Chile feine, zackige und schnur-

artig angeordnete Krystallskelette von gediegenem Gold sowohl in der Glasmasse, wie in den Sphärolithen und den Feldspatheinsprenglingen.

Möhl beschreibt einen Trachytpechstein vom Bromo bei Passerocang in Ost-Java, der reich ist an Einsprenglingen von Sanidinkrystallen und kugeligen Aggregaten von Sanidinkryställchen mit Eisenglanz-Interpositionen, sowie an scheinbaren Sphärolithen, die sich mikroskopisch ebenso als Sanidinkrystallaggregate erkennen lassen. Daneben erscheint Augit spärlich. Die Grundmasse ist ein an sich wasserhelles, mit winzigen opaken Körnchen massenhaft erfülltes und reichlich Sanidin-Mikrolithe führendes Glas.

Die isländischen Pechsteine, welche zuletzt von Schrlitz und C. W. Schmidt beschrieben wurden, gehören chemisch nicht zu den normalen Lipariten, sondern zur Untergruppe der isländischen Liparite. Das gelbliche bis bräunliche Glas ist um die Magnetite und Pyroxene in einem schmalen Wachsthumshofe entfärbt. Trichitische Gebilde fehlen ganz, Sphärolithe und globulitische Körnelung sind selten. An mikroskopischen Sprüngen im Gestein finden sich secundäre, allotriomorph-körnige, kryptokrystalline Aggregate.

Pechsteine der Comendite und Pantellerite sind nicht bekannt.

Den Liparitpechsteinen schliessen sich durch ihr wasserhaltiges Glas, ihren im Allgemeinen grossen Reichthum an krystallitischen und mikrolithischen Bildungen der Effusionsperiode, sowie durch meistens nicht sehr zahlreiche intratellurische Einsprenglinge die Liparitperlite am nächsten an. Sie sind durch ihre durchgreifende perlitische Absonderung charakterisirt, der zufolge sie aus einem dichtgedrängten Haufwerk von rundlichen, zwiebelartig concentrisch-schaligen Glaskugeln bestehen. Am normalsten ist dieser Aufbau dann, wenn zwischen den Perlitkugeln sich noch schmalere oder breitere Glasbänder von nicht perlitischer Absonderung vorfinden. Diese sind dann oft bimssteinartig fasrig mit schwacher Doppelbrechung bei optisch positiver Längsaxe. Wo diese Glasbänder fehlen und die Kugeln sich gegenseitig berühren, da platten sich die Perlitkügelchen gegeneinander zu oft merkwürdig eckigen Körpern ab. Auch die Perlitkugeln zeigen eine allerdings gewöhnlich sehr schwache Spannungsdoppelbrechung und liefern dann sehr verwaschene rechtwinklige Interferenzkreuze mit im normalen Fall

negativem Charakter (Telkibanya, Horna Stubua u. a.). Die perlitische Absonderung übt nicht den mindesten Einfluss auf die fluidale Anordnung der mikrolithischen und krystallitischen Gebilde aus und ist zweifellos der letzte Act der Gesteinsverfestigung. Bucca beobachtete einen Übergang der perlitischen Absonderung in die plattige, was theoretisch zu erwarten war. — Das Perlitglas ist im Allgemeinen farblos, niemals tief-, gelegentlich graulich bis gelblich oder graubräunlich gefärbt. — Mikrofelsit in verworren fasrigen Schlieren oder häufiger in Sphärokrystallen von positivem Charakter ist nicht allgemein, aber oft sehr reichlich bis zum Übergang in Sphärolithfels vorhanden. Kryptokrystalline Linsen und Schlieren kommen spärlich vor. — Fluidale Structur ist allgemein ausgeprägt.

Die Liparitperlite des Hliniker Thals in Ungarn haben reichliche Einsprenglinge von gestreiftem und ungestreiftem Feldspath, spärliche von Biotit, gelegentlich auch von grünem Augit, während Quarz nur sehr unregelmässig vorkommt, meistens ganz fehlt. Ein lagenförmiger Wechsel von mikrolithen- und krystalliten-reichem farblosem mit ausscheidungsfreiem, aber globulitisch gekörneltem graubraunem Glase ist nicht selten. Die Mikrolithe im ersteren sind vorwiegend Feldspath, oft gegabelt, auch trichitisch gebogen, und spärlicher hellgrüner Augit; sie werden begleitet von Trichiten, farblosen Longuliten und von ebensolchen Margariten und Krystalliten mit gekerbten Längsseiten. Die Menge dieser Gebilde kann so gross werden, dass zwischen ihnen die Glasbasis kaum noch erkennbar ist. Bald herrschen die bestimmbaren Mikrolithe, bald die krystallitischen Gebilde; dementsprechend ist der Habitus ein recht verschiedener. Wo diese Ausscheidungen der Effusionsperiode spärlicher auftreten, gesellen sich zu ihnen in grosser Menge angenähert rechteckige oder quadratische, auch unregelmässige, sehr hell grünliche, stark lichtbrechende Körperchen, welche regelmässig ein dunkles Korn, selten einen hellen Ring im Centrum umschliessen. Man möchte sie für Augitmikrolithe im Querschnitt halten, wenn sie nicht durchaus isotrop wären. In wechselnder Menge enthalten die Gesteine trübe Sphärolithe, die sich oft zu langelliptischen Axiolithen verzerren, deren Längsaxe stets in der Richtung der Fluidalstructur liegt. Die kleineren dieser Gebilde sind positive sehr regelmässig gebaute Mikrofelsitsphärokrystalle mit scharfem Interferenzkreuz zwischen gekreuzten Nicols. Die grösseren sind unregelmässiger entwickelt; an jede Hauptfaser setzen sich feder-

fahnenähnlich unter spitzen Winkeln neue Fasern an, die ihrerseits sich oft noch mehrfach trichitisch spalten und ausfasern. Dadurch wird das Interferenzkreuz recht unregelmässig, der Charakter der Fasern bleibt positiv. Pseudosphärolithe aus Quarz- und Feldspathnadeln sind nicht gerade häufig. — Gaseinschlüsse sind recht verbreitet. Sehr ähnlich ist ein Perlit von Pusti Hrad, nur gesellen sich zu den farblosen auch braun durchsichtige stachlige Krystallite. — Einsprenglingsarm sind die Perlite der Umgebung von Telkibanya; sie enthalten viel sphärolithische Gebilde der beschriebenen Arten und Cumulite, sowie zahllose opake Trichite und Margarite. Wenn sich reichlicher Magnetit in Einsprenglingen einfindet, fehlen die opaken krystallitischen Ausscheidungen und es herrschen Mikrolithe von Feldspath und Augit.

Durch recht reichlichen Gehalt an Zirkon zeichnen sich, ebenso wie die ungarischen, auch die Liparitperlite vom Monte Tosto und Monte Luparo zwischen dem See von Bracciano und Sta Severa aus. Sie enthalten Einsprenglinge von fast einaxigem Sanidin, von Plagioklas und von Biotit und mikrolithische Ausscheidungen derselben Mineralien ziemlich spärlich. Sphärolithische Bildungen fehlen gänzlich, ebenso krystallitische. — Auch die euganäischen Perlite vom Monte Pendise und Monte Bello enthalten Einsprenglinge von Sanidin, Plagioklas und Biotit, spärlich auch Augit in einer farblosen bis schwach gelblichen, von Strömen leistenförmiger und tafelförmiger Feldspath- und prismatischer Augitmikrolithe durchzogenen, auch von graubraunen Globuliten und Cumuliten durchsprenkelten Glasbasis. Die Cumulite setzen sich gern an die Mikrolithe randlich an. Sphärolithe fehlen, Gasporen sind nicht gerade häufig.

Ein Perlit von El Guamani, dessen Präparate ich von Herrn Fuess in Berlin erhielt, besteht vorwiegend aus farblosem Glase, welches reich an langgezogenen Dampfporen ist, die oft derart überhand nehmen, dass die Structur bimssteinartig wird, und die fluidalgewundenen Glasfäden dann schwach anisotrop sind. Als Einsprenglinge erscheinen Sanidin, ein gestreifter Feldspath, Magnesiaglimmer und Bronzit, sowie zahlreiche, theils radial, theils verworren fasrige positive Sphärolithe, deren eigentlich graue Farbe durch eine Unmenge braungelber Krystallite, die sich zumal central häufen, bräunlich erscheint. Sie ähneln in hohem Grade den oben beschriebenen Sphärolithen des Felsoliparits von Tolcsva. Der innere Theil der Perlitkugeln giebt auffallenderweise zwischen gekreuzten

Nicols ein positives Interferenzkreuz, trotzdem sie absolut glasig sind und keine Spur von Faserung erkennen lassen. Ein analoges Verhalten, wie in gewissen Gesteinen des Monte Amiata. — Vorgreifend werde hier bemerkt, dass auch die losen und angeschliffenen Glaskugeln eines Andesitperlits von Balos, Santorin, welche Fouqué beschrieb, positive Interferenzkreuze liefern. — In einem sehr interessanten Aufsatz über die Spannungsverhältnisse in sauren Gläsern, zumal in den allbekannten Marekanitkugeln glaubt Judd die perlitische Absonderung nicht ebenso als ein blosses Abkühlungsphänomen auffassen zu sollen, wie etwa die prismatische Absonderung; er schreibt dieselbe vielmehr einer Schrumpfung zu, welche die Folge eines langsamen Austritts flüchtiger Substanzen, hier wohl Wasser, nach der eigentlichen Gesteinsverfestigung wäre. Er stützt sich auf die von Fouqué und Michel-Lévy künstlich durch Eintrocknen von Kieselfluorcalcium-haltiger Kieselgallerte erhaltenen perlitischen Sprünge und auf ähnliche Beobachtungen von Grenville Cole (Geol. Mag. 1880, Dec. II. vol. VII, 115) an eintrocknendem Canadabalsam. Die von ihm beobachtete Doppelbrechung an den Marekanitkugeln wird mit derjenigen der raschgekühlten Glasthränen verglichen; eine Angabe über den Charakter der Doppelbrechung liegt nicht vor. Ich fand ihn bei Glaskugeln, die noch heiss in Wasser getaucht wurden, positiv. Danach kann man den im Obigen mehrfach erwähnten, bald negativen, bald positiven Charakter der Doppelbrechung bei den Glaskugeln in vulkanischen Gesteinen so erklären, dass eine langsam von der Peripherie nach dem Centrum fortschreitende Abkühlung mit perlitischer Absonderung eine Contraction und negative Doppelbrechung erzeugt. Die rasche Abkühlung der Peripherie, ehe das Centrum erstarrte, bedingt eine Dilatation und damit natürlich positive Doppelbrechung. Die Schrumpfung des Kerns wird durch die Adhäsion an die schon starre Kruste verhindert und so entsteht ein Zug, kein Druck.

Osann beschreibt vom Cabo de Gata und vom Cerro de Zapaton Perlitgänge aus liparitischen Tuffen, deren Einsprenglinge Plagioklas und rhombischer Pyroxen sind, während der Pyroxen der Effusionsperiode ein lang nadelförmiger diopsidischer Augit ist. — In andern Gängen sind Biotit, grüne Hornblende neben Plagioklas und Sanidin die Einsprenglinge. — Schmale Perlitgänge am Faro de Coralete, Südspitze des Cabo de Gata, führen neben Sanidin und Biotit auch Quarz als Einsprenglinge. Quarz und Sanidin sind

oft zersprungen. Secundär kryptokrystalline Entglasung ist in diesen Perliten nicht selten.

Wenjukow beschreibt gebänderte Perlite von der Marekanka, welche unweit Ochotsk ins Meer mündet, und gebänderte Obsidiane von derselben Localität und von der Insel Unga, östlich von Kamtschatka, welche ganz aus Sphärolithen (z. Th. wohl gepressten Glaskugeln) aufgebaut sind. Er nennt sie eutaxitische Gläser.

Perlite der Comendite und Pantellerite sind nicht bekannt.

Die Liparitobsidiane, deren Glasbasis meistens wasserhell, selten schwach farbig ist, unterscheiden sich chemisch von den Pechsteinen und Perliten durch ihren sehr geringen oder fehlenden Wassergehalt, structurell dadurch, dass sie im Allgemeinen weit einsprenglingsärmer sind und dass Quarz als unmittelbares Krystallisationsproduct aus dem Gesteinsmagma bisher nur ausnahmsweise beobachtet wurde (Wairoa, Neu-Seeland, nach Zirkel, Chico in Mexico nach J. Roth). Die Einsprenglinge beschränken sich auf kleine Mengen von Magnetit, vereinzelten Zirkon und Apatit, braunen, selten grünen Biotit und Pyroxene, letztere spärlich, und in vereinzelten Vorkommnissen Hornblende und seltener Olivinkrystalle, auch Feldspathe. Die Einsprenglinge sind oft stark corrodirt oder auch zerbrochen. Vielen Obsidianen fehlen sie ganz. Die intratellurische Krystallisationsperiode des Gesteins ist demnach nur eine sehr unbedeutende gewesen. Auch die Ausscheidungen der Effusionsperiode sind im Allgemeinen nicht sehr bedeutend. Man findet farblose, oft gegabelte und trichitisch gebogene Feldspathleistchen, oder gern zwillingsartig nach dem Karlsbader Gesetz über einander liegende Täfelchen mit breitem M, hellgrün durchsichtige Augitmikrolithe und wegen ihrer geringen Dimensionen und des dadurch z. Th. bedingten mangelnden optischen Effects nicht bestimmbare bald opake, bald braun durchscheinende Trichite, welche sich mit Vorliebe an Magnetitkörnchen heften, sowie eine fast der Beschreibung spottende Mannichfaltigkeit krystallitischer Gebilde. Eine Einzelbeschreibung dieser findet man in der oben citirten Literatur. Sobald derartige Ausscheidungen der Effusionsperiode auftreten, pflegt eine sonst schwer (hie und da aus schwachem Farbenwechsel alternirender Lagen) nachweisbare Fluidalstructur deutlich in der Anordnung derselben hervorzutreten. Gasporen sind oft sehr reichlich vorhanden und geben zu eigenthümlichen Farben-

schillerphänomenen Veranlassung. — Durch den Wechsel porenreicher und porenarmer oder mikrolithenreicher und mikrolithenarmer, oder endlich mikrolithen- und trichitenreicher Blätter entsteht eine vorzügliche Lagenstructur. Seltener entwickelt sich dieselbe durch das Alterniren von glasigen und mikrofelsitischen, oder kryptokrystallin-körnigen Blättern und Schlieren. — Sphärolithische Bildungen sind nicht so weit verbreitet, wie in den Perliten. Es herrschen entschieden die Mikrofelsitsphärokrystalle mit positivem Interferenzkreuz, dessen Regelmässigkeit um so grösser ist, je kleiner der Sphärokrystall; bei den grösseren bedingt die oft weitgehende Verästelung der einzelnen Fasern und der wiederholte randliche Ansatz von secundären u. s. w. Fasersystemen mannichfache Störungen. Pseudosphärolithe und Feldspathsphärokrystalle sind nicht sehr häufig (Djambong in Sumatra). — Die perlitische Absonderung scheint recht selten in deutlicher Entwicklung vorzukommen. Niedzwiedzki beschreibt sie an Obsidianen von Aden mit Einsprenglingen von Sanidin und Augit in einer grünlichen Glasbasis, welche durch Wechsel mikrolithenreicher und -armer Lagen streifig erscheint. Der Beschreibung nach dürften die Mikrolithe dem Feldspath, Augit und Biotit angehören; sie sind oft durch die perlitischen Absonderungsklüfte zerbrochen. — Auch Doelter beobachtete perlitische Absonderung an einem Obsidian vom Monte Muradu auf Sardinien. — Um die Einsprenglinge herum, zumal um Magnetit, finden sich oft, wie zuerst Zirkel hervorhob, capillare Sprünge und Risse in dem Obsidianglase, welche wohl durch die Contraction des sich abkühlenden Krystalls und die Adhäsion der Glasmasse entstanden sind und somit allerdings eine gewisse Analogie mit der perlitischen Absonderung haben. — Dass hiermit eine Spannungsdoppelbrechung ähnlich derjenigen im Perlit statthat, beobachtete Rutley. Leider ist ihr Charakter nicht angegeben.

Reich an Feldspath- und Augitmikrolithen sind die von Kenngott beschriebenen Obsidiane des Ararat, manche Vorkommnisse aus dem Lake County in Californien und aus Japan. Letzteren fehlen alle Einsprenglinge und merkwürdigerweise auch die Augitmikrolithe. Sie enthalten nur Magnetit und Feldspathleistchen.

In der Mitte zwischen dieser vorwiegend mikrolithführenden und der nächsten hauptsächlich krystallitisch entglasten Gruppe steht ein grauer kaukasischer Obsidian, der durch einen prachtvollen Atlasschiller auf den Bruchflächen interessant ist. Er ist aus einem mannichfachen Wechsel von wasserhell

durchsichtigen und grauen, nur schwach durchscheinenden Schichten aufgebaut; die ersten enthalten in grosser Menge Feldspath- und Augit-Mikrolithe, an deren Seiten oft sehr kleine schwarze Körnchen angeheftet sind, die letzteren bestehen aus einem dichten Gedränge grauer und schwarzer Trichithaufen, die sich stets an ein kleines opakes Erzkörnchen anheften.

Fast ausschliesslich durch sehr hellgrünliche Margarite und Longulite ist ein Obsidian vom Clear Lake in Nevada entglast; daneben enthält er die oben aus manchen Trachytpechsteinen beschriebenen eckigen und rundlichen grünen Körnchen mit centralem Bläschen, wie sie auch in einigen liparischen Obsidianen wiederkehren. — Zum grossen Theil blassgrünlich, zum kleineren schwarz undurchsichtig sind die kurzstachligen und fast stets zu vielzähligen divergenten Gruppen geordneten Krystallite in einem Obsidian zwischen Estancia de arriba und Alta Vista auf Tenerife, welcher als Krystalleinsprenglinge Sanidin, Plagioklas und Augit führt. Sehr häufig sind die Krystallite dieses Gesteins seitlich an die Ränder auffallend langer farbloser Mikrolithe angeheftet, eine Art des Vorkommens, welche in den basischen Gesteinsgläsern (Tachylyt, Hyalomelan) recht häufig ist. Das Gestein gehört wohl zum Trachyt. — Grau bis graubraun sind die sehr deutlich aus Globuliten, wie sie auch vereinzelt im Glase liegen, aufgebauten Krystallite in einem grönländischen Obsidian, der daneben auch Trichite führt. Auch ein schwarzer Obsidian von Tolcsva im Tokajer Gebirge ist vorwiegend krystallitisch entglast, enthält aber auch einzelne dunkelgraue Cumulosphärite. — In wieder andern Obsidianen sind fast nur Trichite ausgebildet, wie sie Vogelsang z. B. von dem Obsidian von Szöghi am Bodrog beschreibt und wie sie überhaupt im ungarischen Liparitgebiet verbreitet zu sein scheinen. Gerade bei diesem Gesteine wies Vogelsang chemisch nach, dass die Trichite hier wenigstens nicht Magnetit sein könnten. Seitlich an den zierlichen Fädchen der Trichite sitzen noch kleine Körnchen, die sich ihrerseits schon als rundliche Haufen noch kleinerer Körnchen darstellen.

Die einfachste Form der Entglasung, die globulitische Körnung, ist in manchen der aus Mexico stammenden Obsidianmassen schön vertreten; neben einzelnen braunen Globuliten erscheinen auch zahlreiche solche Cumulite. Ähnliches findet sich in gewissen liparischen Obsidianen von tiefbrauner Farbe im durchfallenden Lichte, die häufige Dampfporen und nicht selten grössere

Magnetitkörnchen mit einem durch Entfärbung des Glases hellen Hofe führen.

Sphärolithische Liparitobsidiane kommen in grosser Mannichfaltigkeit auf der Insel Lipari vor, zumal am Monte della Guardia. Die Sphärolithe sind zweierlei. Die einen, vorwiegend in einer durch bräunliche Globulite gekörnelten Glasbasis liegend, verfliessen allmählig in diese, zeigen keinerlei fasrige Structur, sondern stellen offenbar nur Mikrofelsitcumulationen in gespanntem Glase dar. Ihr schwaches Interferenzkreuz hat negativen Charakter; die andern, deutlich radialstrahlig und oft sehr gross werdend, liegen im reinen unveränderten Obsidianglas und grenzen sich scharf gegen dieses ab. Sie geben positive Interferenzkreuze und dürften Mikrofelsitsphärokrystalle sein, denen nicht allzureichlich auch Pseudosphärolithe beigemengt sind. Rutley machte darauf aufmerksam, dass um die Sphärolithe der liparischen und anderer Obsidiane oft eine Zone entfärbten Glases liegt. Das dürfte durch die den Sphärolithen vielfach beigemengten trichitischen und krystallitischen Gebilde bedingt sein, deren Farbe auf bedeutenden Eisengehalt schliessen lässt.

Auf der Insel Ponza kommen in der den Trachyttuff durchsetzenden Gangformation neben zweifellosen Liparitpechsteinen Übergangsformen zu Obsidian und echte Obsidiane vor, welche jedoch wohl mehr dem Trachyt als dem Liparit angehören. Zumal die Übergangsformen sind oft fast vollständig in Feldspathsphärokrystallen entwickelt von äusserster Zierlichkeit der Fasern und sehr geringen Dimensionen. Bei schwacher Vergrösserung bewirken die negativen Interferenzkreuze eine anscheinend allotriomorphkörnige Structur.

Wie bei den eigentlichen Lipariten und Liparitpechsteinen begegnet man auch bei den Obsidianen hie und da einem schlierigen Gemenge verschieden gefärbter Glasflasern. So sind in den rothen Obsidianen von Tolcsva, in einzelnen mexikanischen Obsidianen und in dem Marekanit von Ochotsk rothe und farblose Striemen und Flasern von Glas durcheinander geknetet.

In den durch ihren zierlichen Schiller bekannten Obsidianen vom Cerro de las Navajas in Mexico glaubte Zirkel diese Lichterscheinung auf die Anwesenheit winziger Einschlüsse eines sich durch mikrolithische Entglasungsproducte und gewisse mechanische Phänomene (Zerreissungen und Zerbrechungen) als vom eigentlichen Obsidianglase verschieden erweisenden Glases zurückführen zu

sollen, ohne sich die Schwierigkeiten der Erklärung solcher Glaseinschlüsse in Glas zu verhehlen. Tenne stellte durch sehr sorgfältige Untersuchungen an einem reichlichen, von Humboldt gesammelten Material fest, dass das Schillerphänomen hier, wie in so vielen andern Obsidianen (Ararat u. s. w.), von lagenartig in parallelen Flächen eingestreuten, langgezogenen Luftporen herrühre. Indessen auch ihm zeigten sich an einem Handstück mikroskopische Verhältnisse, welche durch die Annahme von Gasporen kaum erklärlich sein dürften, und Zirkel (Z. D. G. G. 1885. XXXVII. 1011—1013) hält danach die Richtigkeit seiner Beobachtung für gewisse Fälle aufrecht.

Recht spärlich scheinen auch die rein glasigen Obsidiane ohne alle krystalline oder krystallitische Ausscheidungen zu sein. Dahin gehören neben einigen, durch schlierigen Wechsel verschiedenfarbigen Glases charakterisirten Gesteinen (auch der Marekanit ist bisweilen ganz durchspickt von kleinsten krystallitischen Gebilden) ein schillernder Obsidian vom Caucasus, ohne näher bestimmten Fundort, ein nicht schillernder vom Toporuan-See, Achalkalaki und wenige andere. Gerade diese Obsidiane sind reich an Dampfporen und es mag hinzugefügt werden, dass um die grösseren dieser Gasinterpositionen das Gesteinsglas oft schwach doppelbrechend ist. Man erhält dann zwischen gekreuzten Nicols schwarze Interferenzkreuze mit negativem Charakter.

Dass auch die isländischen Liparite und die Pantellerite ihre Obsidianform haben, geht aus der obigen Schilderung dieser Typen (S. 606 und 608) hervor. — Eine Obsidianform der Comendite ist bisher unbekannt.

Der Liparitbimsstein lässt sich kurz als ein schaumiger Obsidian charakterisiren. Die makroskopische Fadenstructur wiederholt sich mikroskopisch in jedem einzelnen Faden bis in jede Einzelheit. Auch hier enthalten die an Luftporen reichsten Gläser am wenigsten mikrolithische und krystallitische Ausscheidungen. So begegnet man in den geradfasrigen liparischen Bimssteinen, in denen von Island fast nur intratellurisch gebildetem Feldspathe neben etwas Biotit und Augit, während die gewunden fasrigen des ungarischen Trachytgebiets ärmer an Dampfporen und dabei, wie die von Vas Hegy, überreich an Krystalliten und Mikrolithen in streng fluidaler Ordnung sind. — Auch die sogenannten Bimsstein-Perlite von Bischoffsky Hegy und Telkibanya, welche aus einer

innigen Verflössung rother und grünlichweisser Glasfäden und Flasern bestehen, wimmeln von Mikrolithen, Trichiten und Krystalliten. — Ein Bimsstein, den v. Lasaulx aus dem Ravin des Egravats in der Auvergne beschreibt, führt wie die italienischen nur grössere Ausscheidungen von Sanidin, Hornblende und Biotit mit mehr untergeordnetem Augit, die theils einzeln, theils zu sanidinitartigen körnigen Aggregaten vereint in der an Gasporen reichen, fasrigen, glasigen Gesteinsbasis liegen. — Osann beschreibt Liparitbimsstein aus Tuffen vom Puerto del Genoves am Cabo de Gata mit Einsprenglingen von Quarz, Sanidin, Plagioklas und Biotit, sowie mit Sanidin-Sphärokrystallen. Das Bimssteinglas ist wasserhell, wird aber von Schlieren eines globulitisch gekörnelten, gelblichen Glases durchzogen. — Quarz ist ein seltener Gemengtheil in Liparitbimsstein, Hussak nennt ihn aus dem Hliniker Thal, Zirkel vom Taupo-See in Neu-Seeland. — Im Bimsstein von Aden beobachtete Vélain Enstatit als Einsprengling. — Ebenso bestehen nach Gooch die Bimssteine von den Galapagos-Inseln Abingdon und Indefatigable aus Glasfäden mit Dampfporen, welche reichlich Einsprenglinge von Sanidin, der des letzteren Fundortes auch Augit, vereinzelte Plagioklase und einmal Olivin in fragmentarer Form enthielten. — Nur an einem grauen Bimsstein aus dem Rakotyas-Thale in Ungarn war zu beobachten, dass die Bimssteinfäden zum grossen Theil aus einer körnig-krystallinen Masse bestanden.

Die Tuffe der Liparite.

Die zu mehr oder weniger festen Gesteinsmassen verbundenen oder noch heute lockeren Gebilde, welche als in fragmentarem Zustande ausgeworfene Liparitgesteine aufgefasst werden müssen, also Liparitbreccien, -Tuffe und -Aschen sind bisher nur spärlich Gegenstand mikroskopischer Untersuchung gewesen. So studirten Gümbel (Über den Riesvulkan, S. M. A. 1870, I. 157) und Penck (Z. D. G. G. 1879, XXXI. 562). Liparittuffe aus dem Ries bei Nördlingen, welche aus Fragmenten eines ausscheidungsfreien, schlackig-porösen, violettbraunen und durch schlierigen Farbenwechsel fluidal struirten Glases bestehen, die von einem thonigen Cäment verkittet werden, worin Stückchen von Orthoklas, Muscovit und Biotit liegen. Die letztgenannten Mineralien können nach den geologischen Verhältnissen des Fundorts wohl nur aus der Tiefe stammen und werden auf altkrystalline Massen des Erdinnern zurückgeführt.

Auf der Insel Unalaschka besteht (Delesse und de Lapparent Revue de géologie, 1878, XIV. 80) ein Tuffgestein aus Fragmenten, unter denen Sanidin, Quarz und Apatit erkannt wurden. Die chemische Zusammensetzung ist mit den Resultaten der mikroskopischen Untersuchung nicht wohl vereinbar.

Aus eckigen Bimssteinstückchen mit Obsidian- und Liparitfragmenten bestehende Tuffe beschreibt Vélain von der Baie des Manchots auf der Insel S. Paul im Indischen Ocean (l. c. p. 275 sqq.).

Renard bespricht einen Liparittuff von der Insel Ascension, welcher aus unregelmässig eckigen Glasbruchstücken besteht, in denen Feldspathmikrolithe erkennbar sind. Diese Glasstückchen werden durch Chalcedon und Quarz verkittet, welche bald die Zwischenräume der Fragmente ganz ausfüllen, bald geodenähnliche hohle Räume lassen, in die der Quarz mit freien Krystallenden hineinragt. Die Glasscherben enthalten auch Sphärolithe und Magnetit. — Ein anderer Liparittuff von Dry Water course auf Ascension besteht nach demselben Autor aus Fragmenten verschiedener auf der Insel anstehender Felsarten, welche von einer fluidal struirten gelblichen Glassubstanz durchtränkt und corrodirt sind. Diese enthält Sphärolithe. Quarz ist in ursprünglicher und secundärer Form vorhanden. Letzterer hat die Feldspathe des Tuffs derart durchdrungen, dass diese aus einem körnigen Quarzaggregat bestehen.

Zirkel (Microscop. Petrography, 264—274) beschreibt eine liparitische Breccie vom Mullen's Gap, W. des Pyramid Lake, welche aus haselnussgrossen eckigen Fragmenten eines lichtgrauen und dunkelgrauen Liparits in einem vorwaltend grauen Kitt zusammengesetzt ist. Die dunkelgrauen Liparitfragmente bestehen aus einem Obsidianglase mit Sanidin in kleinen Mikrolithen nebst Magnetit. In diesem Glase liegen Flüssigkeitseinschlüsse mit mobilen Libellen, die bei 110° C. noch keine Veränderung erleiden. — Am Cold Spring, Forman Mts. kommt eine Liparitbreccie vor, die aus sehr kleinen splitterförmigen Fragmenten eines gelblichgrünen Liparits in braunrother Liparitmasse bestehen; in Hohlräumen dieses Gesteins findet sich viel Tridymit. — Am Indian Creek, Humboldt River Range, steht ein Arkose-ähnlicher Liparittuff an, der aus verschiedenen Arten liparitisch-felsitischer Grundmasse in Bruchstückform, Feldspathfragmenten, abgerundeten Quarzen, Biotit- und Amphibolfragmenten ohne jeden Kitt besteht.

Al. A. Julien hat eine Anzahl geschichteter Tuffe von Challis,

Idaho, und andern Localitäten der westlichen Vereinigten Staaten beschrieben, die z. Th. wohl zu Daciten, z. Th. jedenfalls zu Lipariten gehören. Dieselben bestehen (Bimssteintuffe) aus unregelmässigen Körnern von Feldspath und ebensolchen oder Krystallen von Quarz (zweifellos durch seine Glaseinschlüsse als vulkanisch charakterisirt), aus braunen Amphibolstengeln und sechsseitigen Biotittäfelchen neben bräunlichvioletten Glasscherben von rundlicher Form und Bimssteinstückchen. Dieselben werden durch eine Grundmasse von fasrigen Bimssteinstückchen und sehr kleinen Körnchen der genannten Mineralien verkittet. Das Gestein enthält ausserdem Kügelchen und anscheinend hohle Schalen einer Glassubstanz und Quarz- und Feldspathfragmente mit anhängender Glaskruste. — Ein geschichteter Liparittuff von Tempiuta in Nevada besteht aus alternirenden Lagen von körniger und fasriger Textur. Die ersteren bestehen aus Feldspathkörnern und stark corrodirtem Quarz, Magnetit, Ferrit und kleinen, farblosen, vermuthungsweise als Augit gedeuteten Partikeln in einer vorwiegend aus Bimsstein bestehenden Grundmasse. Die fasrigen Lagen bestehen aus in einander oder an einander gepressten und geschweissten Bimssteinfasern. Die Textur dieser Tuffe würde nach Julien entweder durch eine Sichtung beim Niederfallen in der Luft oder durch den Druck überlagernder Massen, so lange die Bestandtheile noch heiss und plastisch waren, zu erklären sein. In andern Fällen könnte sie vielleicht auf die Einwirkung darüber hinwegfliessender Lavaströme zurückzuführen sein. Die durch Druck und Zusammenschweissen entstandene Verschmelzung bringt einen sehr liparitähnlichen Habitus bei diesen Gesteinen hervor, welche dem blossen Auge schneeweiss und kaolinartig erscheinen.

Cross bespricht eigenthümliche Liparitbreccien, deren Knauer riesige Sphärolithe sind in einer Grundmasse von feinem Thon oder Liparitglas von den Rosita Hills, Custer Co., Col.* — Vom South Park bei Leadville untersuchte Cross Liparittuffe, die aus Feldspath, Quarz, Biotit und Hornblende in einer matten, fleckigen und fasrigen, zum grossen Theil mikrofelsitischen Substanz liegen.

---

* Am Democrat Hill in den Rosita Hills ist Liparit durch Solfatarenwirkung zu einem, dem Zellendolomit ähnlichen harten Gestein geworden, das aus Alunit und Quarz im Verhältniss 1 : 2 besteht. Die ursprüngliche Structur des Gesteins ist in diesem Alaunfels vollkommen verwischt. Der Alaunfels ist seinerseits z. Th. wieder zerstört unter Hinterlassung von etwas Diaspor (Mt. Robinson) bezw. Kaolin in dem nun zelligen Quarzgestein.

Nach Iddings enthalten die Bimssteinfragmente der Liparittuffe im Westen von Richmond Mts. bei Eureka City Krystalle und Körner von Quarz, Feldspath und etwas Hypersthen, Biotit, Hornblende, Zirkon, Apatit und Orthit. Die kleinen Bimssteinfragmente sind voll von langgezogenen Flüssigkeitseinschlüssen mit Libellen und bestehen aus einer gelben Matrix von kleinen, durch Glas cämentirten Glaspartikeln. Der Glascäment wird oft kryptokrystallin. Dazu kommen Fragmente von andersartigen glasigen, mikrofelsitischen und kryptokrystallinen Gesteinen. Mit der Annäherung an Basaltgänge, die diese Tuffe durchsetzen, stellen sich Spuren von Schmelzung ein. Die ganze Masse ist wie zusammengesintert und die Grenzen der einzelnen Partikel sind verschwommen. Unmittelbar am Basaltcontact sind die Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse verschwunden und das Ganze ist zu einer einheitlichen Masse geschmolzen, in der jedoch die Grenzen der alten Fragmente noch erkennbar sind, so dass ein brecciöser Habitus entsteht. Dabei entwickeln sich Trichite und Mikrolithe und da das Volumen nun beträchtlich kleiner ist, erscheinen in der Flächeneinheit mehr Einsprenglinge, als in der ungeschmolzenen Tuffmasse. Zuletzt verschwindet auch der brecciöse Charakter der Schmelzmasse mehr und mehr und sie wird ein fast einheitliches Glas.

III. B. i. Familie der Quarzporphyre und Quarzkeratophyre.

Literatur.

S. Allport, On certain ancient devitrified pitchstones and perlites from the lower Silurian district of Shropshire. Quart. Journ. 1877. 23. May and Geol. Mag. (2.) IV. No. 157. 332. July 1877.

— Note on the pitchstones of Arran. Geol. Mag. 1881. Oct. (2.) VIII. No. 208. 438.

— On the microscopic structure of the pitchstones and felsites of Arran. Geol. Mag. 1872. IX. 1—9 and 536—545.

A. Andreae und A. Osann, Die Porphyrbreccie von Dossenheim. Mittheil. d. Grossh. Bad. geol. Landesanstalt. Bd. II. 1892. 365.

Fr. Arno Anger, Mikroskopische Studien über die klastischen Gesteine. T. M. M. 1875. Heft 3.

E. Artini, Sopra alcune rocce dei dintorni del lago d'Orta. Rendic. Istit. Lombardo. (2.) XXV. fasc. 14. Milano 1892.

Ch. Barrois, Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. Lille 1882.

— Filons de la Rade de Brest. Bull. Soc. géol. Fr. 1886. (3.) XIV. 694.

F. Bascom, The structures, origin and nomenclature of the acid volcanic rocks of South Mountain. Journ. of Geol. vol. I. No. 8. 813. Chicago 1893.

R. Beck, Erläuterungen zu Sectionen Sayda, Nassau, Pirna der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1886, 1887, 1892.

F. Becke, Notizen aus dem niederösterreichischen Waldviertel. T. M. P. M. 1885. VII. 250.

H. Behrens, Mikroskopische Untersuchung des Pechsteins von Corbitz. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt. 1871. XXI. 267.

E. W. Benecke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. Strassburg i. E. 1879—81.

J. Bergeron, Note sur les roches éruptives de la Montagne Noire. Bull. Soc. géol. Fr. 1888. (3.) XVII. 54.

— Etude géologique du massif ancien situé au sud du plateau central. Paris 1889.

W. Beret, Beiträge zur Petrographie der Sierra Nevada de Sa. Maria und der Sierra de Perijá in Columbia. T. M. P. M. 1888. X. 271.

F. Beyschlag, Geognostische Skizze der Umgegend von Crock im Thüringer Wald. Zeitschr. f. d. ges. Nat. LV. Halle 1882.

A. Bodmer-Beder, Petrographische Untersuchungen an Gesteinen der Somali-Halbinsel, Ostafrika. Vierteljahrsschrift naturf. Ges. Zürich 1894. XXXIX. Heft 2.

T. G. Bonney, Note on the microscopic structure of some Welsh rocks. Q. J. G. S. XXXIV. 1878. No. 133. 144—146.

— Note on the felsite of Bittadon, N. Devon. Geol. Mag. (2.) V. No. 167. 207—209.

— On certain rock-structures, as illustrated by pitchstones and felsites of Arran. Geol. Mag. (2.) IV. No. 161. November 1877. 499—511.

— On the quartz-felsites and associated rocks at the base of the Cambrian series in north-eastern Caernarvonshire. Q. J. G. S. 1879. XXXV. No. 138. 309—321.

— On some nodular felsites in the Bala Group of North-Wales. Q. J. G. S. XXXVIII. 1882. 289—296.

Em. Bořicky, Der Glimmerpikrophyr, ein neues Gestein, und die Libsičer Felswand. T. M. P. M. 1878. I. 493—516.

J. G. Bornemann, Von Eisenach nach Thal und Wutha. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1883. Berlin 1884. 383—409.

M. Boule, Description géologique du Velay. Bull. du Service de la Carte géologique de la France. No. 28. Paris 1892.

W. C. Brögger, Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. Kristiania 1882.

L. Bucca, Studio petrografico su alcune roccie dell' Iglesiente, Sardegna. Roma 1888. Aus Mem. descritt. della Carta geol. d'Italia. IV.

— L'età del granito di Monte Capanne (Isola d'Elba). Giorn. Sc. nat. ed econom. Palermo 1892. XXI.

— Contribuzione allo studio geologico dell' Abissinia. Atti Accad. Gioen. di Sc. nat. Catania. (4.) IV. 1892.

H. Bücking, Der nordwestliche Spessart. Abhandl. k. pr. geol. Landesanst. N. F. Heft 12. Berlin 1892.

L. Busatti, I porfidi della miniera di Tuviois nel Sarrabus (Sardegna). Atti Soc. tosc. Sc. nat. Pisa. 1892. XII.

— Contribuzioni chimico-mineralogiche e petrografiche. Atti Soc. tosc. Sc. nat. Pisa. Memorie XIII.

C. de Castro, Descrizione geologico-mineraria della zona argentifera del Sarrabus. Roma 1890.

Al. Cathrein, Pechsteinporphyr von San Lugano. L. J. 1883. II. 185—186.

— Beiträge zur Petrographie Tirols. L. J. 1887. I. 167.

C. Chelius, Zur Kenntniss der älteren porphyrischen Gesteine des nördlichen Odenwaldes. Notizblatt des Ver. f. Erdkunde. Darmstadt 1885. 4. Folge. Heft V. 29—38.

— Erläuterungen zu Blatt Messel und Rossdorf der geolog. Karte des Grossherzogthums Hessen. Darmstadt 1886.

C. Chelius und Chr. Vogel, Erläuterungen zu Blatt Gross-Umstadt der geolog. Karte des Grossherzogthums Hessen. Darmstadt 1894.

I. Chelussi, I porfidi quarziferi del Colle di Buccione e del Monte Mesma sul Lago d'Orta. Giorn. di min., crist. e petrogr. 1890. I. 3. Pavia.

— Alcuni porfidi di Borgosesia. Giorn. di min., crist. e petrogr. 1892. III. 2. Pavia.

— Alcune rocce dell' Isola di Samos. Giorn. di min., crist. e petrogr. 1893. IV. Pavia.

J. Morgan Clements, The volcanics of the Michigamme District of Michigan. Journal of geology. Chicago. III. 801. 1895.

E. Cohen, Die zur Dyas gehörigen Gesteine des Odenwalds. Heidelberg 1871.

— Erläuternde Bemerkungen zu der Routenkarte einer Reise von Lydenburg nach den Goldfeldern und von Lydenburg nach der Delagoa-Bai im östlichen Süd-Afrika. II. Jahresber. d. geograph. Ges. in Hamburg. 1875.

E. Cohen und W. Deecke, Über Geschiebe aus Neu-Vorpommern und Rügen. Mitth. d. naturw. Ver. für Neu-Vorp. u. Rügen. 1891. XXIII.

G. A. J. Cole, On hollow spherulites and their occurrence in ancient british lavas. Q. J. G. S. 1885. XLI. No. 162. 162—169.

— On the alteration of coarsely spherulitic rocks. Q. J. G. S. 1886. XLII. No. 166. 183—192.

— The rhyolites of Wuenheim. Geol. Mag. 1887. July. (3.) IV. No. 277. 299.

— On lithophyses and hollow spherulites in altered rocks. Q. J. G. S. 1892. XLVIII. 443.

G. A. J. Cole and A. V. Jennings, The northern slopes of Cader Idris. Q. J. G. S. 1889. XLV. No. 179. 422.

Geo. S. Corstorphine, Über die Massengesteine des südlichen Theiles der Insel Arran, Schottland. T. M. P. M. 1895. XIV. 443.

A. Cossa ed E. Mattirolo, Sopra alcune roccie del periodo siluriano nel territorio d'Iglesias. Atti R. Accad. Torino. 1881. XVI.

G. R. Credner und E. Dathe, Erläuterungen zu Section Leisnig der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1879.

Ch. Whitman Cross, Studien über bretonische Gesteine. T. M. P. M. 1880. III. 369.

— Petrography of the Leadville Region. Monograph XII. U. S. geol. Survey. Washington 1887.

— Constitution and origin of spherulites in acid eruptive rocks. Philos. Soc. of Washington. Bulletin XI. 411. 1891.

— On a series of peculiar schists near Salida, Colorado. Proceed. Color. Scient. Soc. Denver. 1893. 1.

P. H. Dahms, Über einige Eruptivgesteine aus Transvaal in Süd-Afrika. L. J. 1890. B.-B. VII. 90.

K. Dalmer, Erläuterungen zu Sectionen Thallwitz, Auerbach-Lengefeld, Planitz-Ebersbrunn, Treuen-Herlasgrün, Tanneberg, Altenberg-Zinnwald der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1883—1894.

K. Dalmer und R. Beck, Erläuterungen zu Section Wilsdruff-Potschappel der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1894.

K. Dalmer, J. Hazard und A. Sauer, Erläuterungen zu Section Leipzig der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1882.

E. Dathe, Erläuterungen zu Section Döbeln der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1879.

— Geologische Beschreibung der Umgebung von Salzbrunn. Abhandl. k. pr. geol. Landesanst. N. F. Heft 13. 1892.

T. Davies, Note on a rock-specimen from the centre of the so-called porphyritic mass to the East of Tall-y-Sarn. Q. J. G. S. 1878. XXXIV. No. 133. 152.

— Preliminary note on old rhyolites from Rouley-Bay, Jersey. Min. Mag. 1879. III. 118—119.

E. Delesse, Recherches sur le porphyre quartzifère. Bull. soc. géol. Fr. (2.) VI. 629. 1849.

— Recherches sur les roches globuleuses. Mém. de la soc. géol. de Fr. (2.) IV. 1852. 301—364.

J. S. Diller, The felsites and their associated rocks. Proceed. Boston. Soc. nat. hist. 1880. XX. 355—368.

H. Eck, Geognostische Beschreibung der Gegend von Baden-Baden, Rothenfels, Gernsbach und Herrenalb. Abhandl. k. pr. geol. Landesanst. N. F. Heft 6. Berlin 1892.

F. Eichstädt, Om uralitdiabas, en följeslagare till gangformigt uppträdande småländska quartzporfyrer. G. F. i St. Forhdl. 1883. VI. No. 84. 700—706.

Alph. Erens, Note sur les roches cristallines recueillies dans les dépôts de transport situés dans la partie méridionale du Limbourg Hollandais. Ann. Soc. géol. de Belg. 1889. XVI. Mém.

H. Fischer, Ein eigenthümliches Maschengewebe im Granit. L. J. 1868. 722.

H. von Foullon, Über Eruptivgesteine von Recoaro. T. M. P. M. 1880. II. 449—488.

— Über die Eruptivgesteine Montenegros. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 102.

— Über korundführenden Quarzporphyr von Teplitz. Verhdl. k. k. geol. Reichsanstalt. 1888. No. 8. 178.

H. Francke, Studien über Cordillerengesteine. Apolda 1875.

H. Frey, Zur Heimathbestimmung der Nagelfluh. Bern 1892.

Arch. Geikie, The history of volcanic action during the tertiary period in the British Isles. Transact. Roy. Soc. Edinburgh. XXXV. 2. 1888.

E. Geinitz, Über einige Lausitzer Porphyre und Grünsteine, sowie den Basalt aus dem Stolpener Schlossbrunnen. Isis 1886.

D. Gerhard, Geologische Mittheilungen aus dem Gebweiler Thal. II. Die Felselen: ein Felsit. Programm des Realprogymnasiums in Gebweiler, Colmar 1877 und III. Gebweiler 1880.

— Der Pyromerid von Wuenheim. Ber. XXIV. Vers. Oberrhein. geolog. Ver. 21. Mai 1891.

F. F. Graeff, Studien am Montblanc-Massiv. Z. D. G. G. 1890. XLII. 601.

H. Grebe, Erläuterungen zu Blatt Wahlen und Lebach der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1889.

H. Grebe, A. Leppla und F. Rolle, Erläuterungen zu Blatt Hohfelden, Freisen und Birkenfeld der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1894.

A. von Groddeck, Dritter Beitrag zur Kenntniss der Zinnerzlagerstätte des Mount Bischof in Tasmanien. Z. D. G. G. 1887. XXXIX. 78.

C. W. Gümbel, Die palaeolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. München 1874.

— Der Pechsteinporphyr in Südtyrol. S. M. A. 1876. 271—291.

— Das Gebirge von Lugano. Ibidem. 1880. IV. 569—596.

— Geologische Mittheilungen über die Mineralquellen von St. Moritz im Oberengadin und ihre Nachbarschaft nebst Bemerkungen über das Gebirge bei Bergün und die Therme von Pfäffers. Ibidem. 1893. XXIII. 19.

G. Gürich, Beiträge zur Kenntniss der niederschlesischen Thonschieferformation. Z. D. G. G. XXXIV. 1882. 691—734.

Arn. Hague, Abstract of report on the geology of the Eureka District, Nevada. Washington 1883.

T. Harada, Das Luganer Eruptivgebiet. L. J. B.-B. II. 1—48. 1882.

— Die japanischen Inseln. I. Berlin 1890.

A. Harker, The Bala volcanic series of Caernarvonshire and associated rocks. Cambridge 1889. (L. J. 1890. II. -261-.)

A. Harker and J. E. Marr, The Shap Granite and the associated igneous and metamorphic rocks. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 266.

Fr. H. Hatch, Memoir on sheets 138 and 139 of the Map of the geological Survey of Ireland. 1888.

— On the occurrence of soda-felsites (Keratophyres) in Co. Wicklow, Ireland. Geol. Mag. 1889. (3.) VI. No. 296. 70.

— Lower Silurian felsites of the South-East of Ireland. Geol. Mag. 1889. (3.) VI. No. 306. 545.

G. W. Hawes, Mineralogy and lithology of New Hampshire. Concord 1878. 175—188.

Er. Haworth, A contribution to the archaean geology of Missouri. Minneapolis 1888.

— The age and origin of the cristalline rocks of Missouri. Geol. Survey of Missouri. 1891. Bull. No. 5. 9.

J. Hazard, Erläuterungen zu Sectionen Lausigk, Dahlen, Löbau-Neusalza, Kühnhaide-Sebastiansberg der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1881—1888.

H. Hedström, Studier öfver bergarter från morän vid Visby. G. F. i St. Förhdl. 1894. XVI. 247.

A. Heim, Die Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Mit einem Anhang von petrograph. Beiträgen von C. Schmidt. Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. Lieferung 25. Bern 1891.

J. Heinemann, Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel 1879.

R. Helmhacker, Über einige Quarzporphyre und Diorite aus dem Silur von Böhmen. T. M. M. 1877. 179—204.

R. Herrmann, Das Culmgebiet von Lenzkirch im Schwarzwald. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. B. VII. 1. 1892.

A. Hettner und G. Linck, Beiträge zur Geologie und Petrographie der columbianischen Anden. Z. D. G. G. 1888. XL. 205.

Edw. Hill and T. G. Bonney, On the north-west region of Charnword Forest. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 78.

B. Hobson, On the igneous rocks of the South of the Isle of Man. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 432.

T. H. Holland, On rock-specimens from Korea. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 171.

N. O. Holst, Ryoliter vid Sjön Mien. Sveriges geol. Undersökning. Ser. C. No. 110. 1890.

Ferd. Hornung, Zur Kenntniss des Gangsystems des Auerberges im Harze und der Füllung desselben. Z. D. G. G. 1890. XLII. 233.

— Beitrag zur Kenntniss der Ostharzer Eruptivgesteine. T. M. P. M. 1893. XIII. 373.

A. W. Howitt, Notes on the geological structure of North Gippsland. Geolog. Survey of Victoria. IV. 1877. 75—117. Melbourne and London.

A. W. Howitt, Notes on the devonian rocks of North-Gippsland. Ibidem. III. 181—249. V. 117—147.

E. Hussak, Mikroskopische Untersuchung spanischer Porphyre. Sitzungsber. niederrhein. Ges. Bonn 1887.

Hyades, Géologie du Cap Horn. Paris 1887.

J. Shearson Hyland, On some spherulitic rocks from Co. Down. Proceed. Roy. Dublin Society. 1890. 420.

J. P. Iddings, Spherulitic cristallisation. Phil. Soc. of Washington. Bull. XI. 445. 1891.

— The mineralogical petrography of the eruptive rocks of the Eureka District. U. S. geol. Survey Monographs. vol. XX. Washington 1892.

B. von Inkey, Über das Nebengestein der Erzgänge von Boicza in Siebenbürgen. F. K. 1879. IX. 425—432.

R. D. Irving, The copper-bearing rocks of Lake Superior. U. S. geol. Survey. Monographs V. Washington 1883.

E. Jacquot et A. Michel-Lévy, Sur une roche anomale de la Vallée d'Aspe, Basses-Pyrénées. C. R. 1 mars 1886.

C. von John, Über ältere Eruptivgesteine Persiens. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 111 und Verhdl. k. k. geol. R. 1884. No. 3. 35.

J. W. Judd, On composite dykes in Arran. Q. J. G. S. 1893. XLIX. 536.

O. Jung, Analyse eines Granitporphyrs von der Kirche Wang in Schlesien. Z. D. G. G. XXXV. 1883. 828.

E. Kalkowsky, Mikroskop. Untersuchungen an Felsiten und Pechsteinen Sachsens. T. M. M. 1874. 31.

— Die augithaltenden Felsitporphyre bei Leipzig. Z. D. G. G. 1874. XXVI. 586.

F. Katzer, Geologische Beschreibung der Umgebung von Říčan. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1888. XXXVIII. 355.

Arth. Keith, Geology of the Catoctin Belt. U. S. geol. Survey. 14th Annual Report. 285. Washington 1894.

A. Kenngott, Einschlüsse in Pechstein. L. J. 1874. 608—611.

G. Klemm, Erläuterungen zu Section Stolpen und Pillnitz der geolog. Specialkarte von Sachsen. Leipzig 1892.

F. Klockmann, Der geologische Aufbau des sog. Magdeburger Uferrandes mit besonderer Berücksichtigung der auftretenden Eruptivgesteine. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1890. Berlin 1892. 118.

Fr. Kollbeck, Porphyrgesteine des südöstlichen China. Z. D. G. G. 1883. XXXIV. 461—488.

Joh. Korn, Über diluviale Geschiebe der Königsberger Tiefbohrungen. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. f. 1894. Berlin 1895.

Alex. Lagorio, Mikroskopische Analyse ostbaltischer Gebirgsarten. Dorpat 1876.

H. O. Lang, Erratische Gesteine aus dem Herzogth. Bremen. Aus: Abhdlg. hrsg. vom naturw. Ver. zu Bremen. 56—71. Göttingen 1879.

— Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine des Christiania-Silurbeckens. Christiania 1886.

A. de Lapparent, Note sur les roches éruptives de l'île de Jersey. Ann. Soc. scient. Bruxelles. 1892. XVI. 2. partie.

C. Lapworth and W. W. Watts, The geology of South Shropshire. London 1894.

A. von Lasaulx, Über die Eruptivgesteine des Vicentinischen. Z. D. G. G. 1873. XXV. 286—340.
— Beiträge zur Mikromineralogie. Pogg. Ann. 1872. CXLVII.
— Über Hemithrène und einige andere Gesteine aus dem Gneiss-Granitplateau des Departement Puy-de-Dôme. L. J. 1874. 230—261.
— Quarzporphyr von Rathen bei Wünschelburg. L. J. 1876. 409.
— Petrographische Skizzen aus Irland. T. M. P. M. 1878. 445—449.
— Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine im Gebiete der Saar und Mosel. Verhdlg. naturw. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westph. XXXV. 1878.
H. Laspeyres, Beitrag zur Kenntniss der Porphyre und petrographische Beschreibung der quarzführenden Porphyre in der Umgegend von Halle an der Saale. Z. D. G. G. 1864. XVI. 367—460.
E. Laufer, Die Quarzporphyre der Umgegend von Ilmenau. Z. D. G. G. XXVIII. 22—49. 1876.
A. C. Lawson, Report on the geology of the Rainy Lake Region. Geol. and nat. hist. Survey of Canada. Montreal 1888.
— Report on the geology of the Lake of the Woods region. Ibidem. 1885. I.
H. Lenk, Über Gesteine aus Deutsch-Ostafrika. Aus „Baumann, Durch Massailand zur Nilquelle". 1894.
R. Lepsius, Das westliche Südtyrol geologisch dargestellt. 152—159. Berlin 1878.
Le Verrier, Sur la structure des porphyres quartzifères du Forez. C. R. 1889. CVIII. 371.
— Sur quelques roches porphyriques du Forez. C. R. 1889. CVIII. 420.
Th. Liebisch, Die in Form von Diluvialgeschieben in Schlesien vorkommenden massigen nordischen Gesteine. Breslau 1874.
— Mineralogisch-petrographische Mittheilungen aus dem Berliner Mineralogischen Museum. Z. D. G. G. 1877. XXIX. 710—717 u. 729.
W. Lindgren, Petrographical notes from Baja, California. Proc. Cal. Acad. Sc. (2.) II. 1889.
H. Loretz, Mittheilung über einige Eruptivgesteine im südöstlichen Thüringer Walde. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1888. 284.
— Blatt Gross-Breitenbach und Königssee der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1892.
K. Lossen, Sphärolithische Porphyre des Harzes. Z. D. G. G. 1867. XIX. 14.
— Der Bodegang im Harz. Ibidem. 1874. XXVI. 856—906.
— Quarzporphyr vom Spitzinger Stein bei Thal, Thüringen. Z. D. G. G. 1882. XXXIV. 678.
— Quarzporphyr des Auerberges in Erläuterungen zu Section Schwenda der geol. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1883.
— Studien an metamorphosirten Eruptivgesteinen. Sitzungsber. d. Ges. naturf. Freunde zu Berlin. 19. März 1878. 93.
— Über Porphyroide unter besonderer Berücksichtigung der sogenannten Flaserporphyre in Westphalen und Nassau. Ibidem. 1883. No. 9. 155.
— Über das Auftreten metamorphischer Gesteine in den alten palaeozoischen Gebirgskernen von den Ardennen bis zum Altvatergebirge und über den Zusammenhang dieses Auftretens mit der Faltenverbiegung (Torsion). Ibidem. 17. März 1885. 29.

K. Lossen, Porphyre mit geschwänzten Quarzeinsprenglingen von Thal im Thüringerwald. Z. D. G. G. 1887. XXXIX. 837.

J. Macpherson, Estudo geologico y petsographico del Norte de la Provincia de Sevilla. Madrid 1879.

— De las relaciones entre las rocas graniticas y porfiricas. Madrid 1880.

— Études des roches éruptives recueillies par M. Choffat dans les affleurements secondaires au sud du Sado. Lisboa 1887.

Mc Mahon, On the polysynthetic structure of some porphyritic Quartz-crystals in a Quartz-felsite. Min. Mag. 1888. VIII. No. 36. 10.

— Notes on some tachylytes, metamorphosed tuffs and other rocks of igneous origin on the western Flank of Dartmoor. Q. J. G. S. 1894. L. 338.

W. D. Matthew, The effusive and dyke rocks near St. John, N. B. Trans. New York Acad. of Sc. 1895. XIV. 187.

H. B. Mehner, Die Porphyre und Grünsteine des Lennegebietes in Westphalen. T. M. M. 1877. 127—178.

A. Michel-Lévy, De quelques caractères microscopiques des roches anciennes acides. Bull. soc. géol. Fr. (3.) III. 1875. 199.

— Mémoire sur les divers modes de structure des roches éruptives étudiées au microscope au moyen de plaques minces. Ann. min. (7.) VIII. 1876. 337. C. R. 8 nov. 1875. Revue scient. 1875. No. 21. 502.

L. Milch, Beiträge zur Kenntniss des Verrucano. Leipzig 1892.

H. Möhl, Die Eruptivgesteine Norwegens. Nyt Magazin for Naturvidenskab. XXIII. Christiania 1887.

W. Möricke, Einige Beobachtungen über chilenische Erzlagerstätten und ihre Beziehungen zu Eruptivgesteinen. T. M. P. M. 1891. XII. 186.

O. Mügge, Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg 1885. cf. L. J. B.-B. IV. 1886. 576—609.

— Untersuchungen über die „Lenneporphyre" in Westfalen und den angrenzenden Gebieten. L. J. 1893. B.-B. VIII. 535.

W. R. Nessig, Die jüngeren Eruptivgesteine des mittleren Elba. Z. D. G. G. XXXV. 1883. 101—134.

O. Nordenskjöld, Zur Kenntniss der sogen. Hälleflinten des nordöstlichen Smålands. Bull. Geol. Inst. Upsala. Vorläufige Mittheilung. 1893. I. 1.

A. Osann, Report on the rocks of Trans-Pecos, Texas. Geol. Survey of Texas. 4th Annual Report. 123. Austin 1893.

A. Pelikan, Petrographische Untersuchung einiger Eruptivgesteine aus den Kaukasus-Ländern. Aus: Beiträge zur Palaeontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients. Begründet von E. v. Mojsisovics und M. Neumayr. IX. 81. Wien 1894.

A. Penck, Erläuterungen zu Sectionen Colditz und Grimma der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1879. 1880.

— Die Pyroxen-führenden Gesteine des nordsächsischen Porphyrgebietes. T. M. P. M. 1880. III. 71—91.

Petiton, Sur les roches éruptives de la Cochinchine française. Bull. soc. min. Fr. V. No. 5. p. 131. 1882.

Giu. Piolti, Il porfido del Vallone di Roburent (Valle della Stura di Cuneo). Atti R. Accad. Torino. 1884. XIX.

G. Primics, Die geologischen Verhältnisse der Fogarascher Alpen und des be-

nachbarten rumänischen Gebirges. Mittheil. aus d. Jahrb. d. königl. ung. geol. Anst. VI. Heft 9. 1884.

H. Pröscholdt, Blatt Themar der geologischen Specialkarte von Preussen und der thüringischen Staaten. Berlin. 1890.

C. A. Raisin, On some nodular felstones of the Lleyn. Q. J. G. S. 1889. XLV. No. 178. 247.

— On the lower limit of the cambrian series in NW. Caernarvonshire. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 329.

W. Ramsay, Om Hoglands geologiska byggnad. G. F. i St. F. 1890. XII. 471.

— Beskrifning till Kartbladen Hogland och Tytärsaari. Helsingfors 1891.

G. vom Rath, Mittheilungen aus Sardinien. Sitzungsber. Niederrhein. Ges. Bonn, 8. Juni 1885.

F. R. Cowper Reed, The geology of the county around Fishguard, Pembrokeshire. Q. J. G. S. 1895. LI. 149.

A. Renard et Ch. de la Vallé-Poussin, Les porphyres de Bierghes. Bull. Acad. Roy. Belg. (3.) IX. 1885. No. 4.

H. H. Reusch, Bommelöen och Karmöen geologisk beskrevne. Kristiania 1888.

— En dag ved Aareskutan. Norges geol. Unders. aarbog. Kristiania 1890.

Louis D. Ricketts, The ores of Leadville and their mode of occurrence as illustrated in the Morning and Evening Star mines. Princeton 1883.

H. Rosenbusch, Die Steiger Schiefer und ihre Contactbildungen an den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald. Strassburg i. Els. 1876.

— Einige Mittheilungen über Zusammensetzung und Structur der granitischen Gesteine. Z. D. G. G. 1876. XXVIII. 369—390.

A. Rosiwal, Petrographische Notizen über Eruptivgesteine aus dem Tejřovicer Cambrium. Verh. k. k. geol. R. 1894. 210.

— Zur Kenntniss der krystallinischen Gesteine des centralen Balkan. Denkschr. W. A. W. 1890. LVII. 265.

J. Roth, Beiträge zur Petrographie von Korea. S. B. A. 1886. XXXVI. 1—7.

A. Rothpletz, Erläuterungen zu Sect. Frohburg und Frankenberg-Hainichen der geolog. Specialkarte von Sachsen. Leipzig 1878. 1881.

Fr. Rutley, On the microscopic structure of devitrified rocks from Beddgelert and Snowdon, with an appendix on the eruptive rocks of Skomer Island. Q. J. G. S. 1881. XXXVII. No. 147. 403.

— On perlitic and spherulitic structure in the lavas of the Glyder Fawr, North Wales. Q. J. G. S. 1879. XXXV. No. 139. 508.

— On the felsitic lavas of England and Wales. London 1885.

— On perlitic felsites probably of archaean age from the flanks of the Herefordshire Beacon, und on the possible Origin of some Epidosites. Q. J. G. S. 1888. XLIV. 740.

— On some of the melaphyres of Caradoc, with notes on the associated felsites. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 534.

— On the sequence of perlitic and spherulitic structures. Q. J. G. S. 1894. L. 10.

A. Sauer, Erläuterungen zu Sectionen Naunhof, Kupferberg, Wiesenthal, Lichtenberg-Mulda, Brand, Freiberg, Meissen der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1881—1887.

— Die genetischen Beziehungen zwischen Pechstein und Porphyr der Meissener Gegend. Z. D. G. G. 1888. XL. 601.

A. Sauer, Porphyrstudien. Mitth. Grossh. Bad. geol. Landesanst. II. 795. Heidelberg 1893.

— Erläuterungen zu Blatt Gengenbach der geolog. Specialkarte des Grossh. Baden. Heidelberg 1894.

A. Sauer und R. Beck, Erläuterungen zu Section Tharandt der geolog. Specialkarte von Sachsen. Leipzig 1891.

A. Sauer, Th. Siegert und A. Rothpletz, Erläuterungen zur geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Section Schellendorf-Flöha. Leipzig 1881.

F. Schalch, Erläuterungen zu den Sectionen Marienberg, Geyer, Annaberg, Johann-Georgenstadt, Brandis, Dippoldiswalde-Frauenstein, Glashütte-Dippoldiswalde, Wurzen der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1879. 1881. 1882. 1885.

— Über einen Kersantitgang im Contacte mit porphyrischem Mikrogranit und Phyllit am Ziegenschachte bei Johann-Georgenstadt. L. J. 1884. II. 34.

C. J. van Schelle, Opmerkingen over de geologie van een gedeelte der afdeeling Gorontalo, Residentie Menado. Jaarb. van het. Mijnw. in Ned. Oost-Indië. 1889. XVIII. 115.

E. E. Schmid, Der Ehrenberg bei Ilmenau. Jena 1876.

— Die quarzfreien Porphyre des centralen Thüringer Waldgebirges und ihre Begleiter. Jenaer Denkschriften. II. 4. Jena 1880.

Ad. Schmidt, Geologie des Münsterthales im badischen Schwarzwald. Heidelberg 1886—1887.

C. Schmidt, Geologisch-petrographische Mittheilungen über einige Porphyre der Centralalpen und die in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteine. L. J. B.-B. IV. 1886. 388—472.

M. Schröder, Erläuterungen zu Sect. Eibenstock und Falkenstein der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1885.

J. L. C. Schroeder van der Kolk, Note sur une étude de diluvium faite dans la région de Markelo, près de Zutphen. Bull. Soc. Belge de géologie etc. Bruxelles 1893. VI. Mém. p. 73.

E. Schumacher, Die Gebirgsgruppe des Rummelsberges bei Strehlen. Z. D. G. G. 1878. XXX. 427.

M. Schuster, Mikroskopische Beobachtungen an californischen Gesteinen. L. J. B.-B. V. 1887. 451.

R. Schwerdt, Untersuchungen über Gesteine der chinesischen Provinzen Shantung und Liautung. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 198.

J. J. Sederholm, Über einen metamorphosirten präcambrischen Quarzporphyr von Karvia in der Provinz Åbo. Bull. Commission géol. de la Finlande. No. 2. Helsingfors 1896.

Seunes et Beaugey, Roches éruptives récentes dans les Pyrenées occidentales. C. R. 1889. CIX. 509. (L. J. 1891. I. 265.)

Th. Siegert, Erläuterungen zu Section Hirschstein, Kötzschenbroda und Löbau-Herrnhut der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1892—1894.

Th. Siegert und F. Schalch, Erläuterungen zu Section Burkhardtsdorf der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1879.

P. Siepert, Petrographische Studien an alten Ergussgesteinen. (Petr. Unters. argentinischer Gesteine, ausgeführt im mineral.-petrogr. Inst. d. Univ. Berlin. V.) L. J. 1894. B.-B. IX. 393.

G. O. Smith, The volcanic series of the Fox Islands, Maine. The Johns Hopkins University Circulars. No. 121. 1895.

W. J. Sollas, On pitchstone and andesite from tertiary dykes in Donegal. Scient. Proceed. Roy. Dublin Soc. 1893. VIII. 87.

Alfr. Stelzner, Porphyre aus dem Altaï. Berg- und hüttenmänn. Ztg. 1870. XXIX. L. J. 1870. 634.

— Petrographische Bemerkungen über die Gesteine des Altaï. Leipzig 1871.

— Beiträge zur Geologie u. Palaeontologie der argentinischen Republik. I. Theil. Cassel u. Berlin 1885.

H. Stern, Eruptivgesteine aus dem Comitat Szöreny. F. K. 1879. IX. 433—438 und 1880. X. 230—243.

Aug. Streng, Quarzporphyr von Münster am Stein. L. J. 1873. 227.

Bernh. Studer, Die Porphyre des Luganer Sees. Z. D. G. G. 1875. XXVII. 418—421.

T. Suzuki, On the petrology of some japanese quartzporphyries. Bull. geol. Soc. Japan. I. 11—24. Tokio 1886.

E. Svedmark, Geologiska meddelanden från resor i Dalarne och Helsingland. G. F. i St. F. 1891. XIII. 175.

— Orsa Finmarks geologi. G. F. i St. F. 1895. XVII. 161—162.

J. Szadeczky, Rhyolithspuren in Schweden. F. K. 1889. 437.

J. J. Harris Teall, On some quartz-felsites and augite-granites from the Cheviot District. Geol. Mag. 1885. Dec. III. Vol. II. No. 249. 106—121.

C. A. Tenne, Über Gesteine der äthiopischen Vulkanreihe. Z. D. G. G. 1893. XLV. 451.

Termier, Note sur trois roches éruptives interstratifiées dans le houiller du Gard. Bull. Soc. géol. Fr. 1888. (3.) XVI. 617.

Fr. Toula, Zur Kenntniss der krystallinischen Gesteine des centralen Balkan. L. J. 1890. I. 265.

— Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan. L. J. 1890. I. 273.

A. E. Törnebohm, Några notiser från en geologisk resa i Telemarken. G. F. i. St. F. 1889. XI. 46.

— Om Falu grufvas geologi. G. F. i St. F. 1893. XV. 609.

St. Traverso, Note sulla geologia e sui giacimenti argentiferi del Sarrabus (Sardegna). Torino 1890.

— Calcare fossilifero nel Gerrei. Torino 1891.

— Il porfido di Monte Cinto in Corsica. Atti Soc. Lig. Sc. nat. e geograf. Anno V. Fasc. III. Genova 1894.

H. W. Turner, The rocks of the Sierra Nevada. U. S. geol. Survey. 14th Annual Report. II. 441. Washington 1894.

Gust. Tschermak, Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren geologischen Epoche. Wien 1869.

— Diallag in quarzführendem Porphyr. T. M. M. 1873. 47.

H. Vater, Erläuterungen zu Section Grossenhain-Priestewitz der geolog. Specialkarte von Sachsen. 1890.

Ch. Vélain, Sur le permien des Vosges. Bull. Soc. géol. Fr. 1885. (3.) XIII. 550.

— Le carbonifère dans la région des Vosges. Bull. Soc. géol. Fr. 1887. (3.) XV. 708.

Christoph Vogel, Die Quarzporphyre der Umgegend von Gross-Umstadt. Abhandl. Gr. Hess. geol. Landesanst. II. 1. Darmstadt 1891.

H. Vogelmann, Kugelporphyr von Corsica. Sitzungsber. der niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilk. Bonn, 6. August 1862.
— Philosophie der Geologie und mikroskopische Gesteinsstudien. Bonn 1867.
— Cristallites dans les roches silicatées. Arch. néerland. VII. 1873.
— Die Krystalliten; herausgegeben nach des Verfassers Tode von Ferd. Zirkel. Bonn 1875.
M. E. Wadsworth, Notes on the geology of the iron and copper districts of Lake Superior. Bull. Mus. of compar. Zoology. Harvard College 1880. July.
F. Wallerant, Des sphérolithes des roches siliceuses et de leur mode de formation. Bull. Soc. géol. Fr. 1888. (3.) XVI. 907.
J. Clifton Ward, On the comparative microscopic rock-structure of some ancient and modern volcanic rocks. Q. J. G. S. 1875. XXXI. No. 123. 388—422.
M. Websky, Mikroskopische Untersuchung des rothen Porphyrs von Mienkina. In Roemer, Geologie von Ober-Schlesien. Breslau 1870. 437—439.
Sam. Weidman, On the quartz Keratophyre and associated rocks of the North Range of the Baraboo Bluffs. Bull. Univ. Wisconsin. Science Series. I. 35. 1895.
Ch. E. Weiss, Beiträge zur Kenntniss der Feldspathbildung. Haarlem 1866.
— Porphyre des nördlichen Thüringer Waldes. Z. D. G. G. 1877. XXIX. 418. 423.
— Petrographische Beiträge aus dem nördlichen Thüringer Walde. Jahrb. k. pr. geol. Landesanstalt für 1883. 213—237. Berlin 1884.
A. Wichmann, Ein Beitrag zur Petrographie des Viti-Archipels. T. M. P. M. 1882. V. 1—60.
G. H. Williams, Die Eruptivgesteine der Gegend von Triberg im Schwarzwald. L. J. B.-B. II. 1883. 585.
— Notes on the microscopic character of rocks from the Sudbury Mining District, Canada. Geol. Survey of Canada. Annual Report. 1890—91. Vol. II.
— The greenstone schist areas of the Menominee and Marquette regions of Michigan. Washington 1891.
— Notes on some eruptive rocks from Alaska. The nation. geogr. Mag. 1892. IV. 63.
— The volcanic rocks of South Mountain in Pennsylvania and Maryland. Amer. Journ. 1892. XLIV. 482. cf. auch Johns Hopkins Univ. Circulars. 1893. No. 103. 45.
— Piedmontite and Scheelite from the Ancient Rhyolite of South Mountain, Pennsylvania. Amer. Journ. 1893. XLVI. 50.
Ferd. Zirkel, Mikroskopische Gesteinsstudien. S. W. A. XLVII. 1863.
— Beiträge zur geologischen Kenntniss der Pyrenäen. Z. D. G. G. XIX. 1867. 68.
— Geologische Skizzen von der Westküste Schottlands. Z. D. G. G. XXIII. 1871. 1.
— Mikroskopische Untersuchungen über glasige und halbglasige Gesteine. Z. D. G. G. 1867. XIX. 788.
J. M. Zujovics, Les roches des Cordillères. Paris 1884.

Mineralogische Zusammensetzung der Quarzporphyre und Quarzkeratophyre.

Die Quarzporphyre und Quarzkeratophyre sind die palaeovulkanischen Ergussformen der granitischen Magmen und die Vorläufer der neovulkanischen Liparite und Pantellerite. Sie sind

demnach porphyrisch-struirte, durch die Mineral-Combination Quarz-Alkalifeldspath charakterisirte, ältere Ergussgesteine. Ihre porphyrische Structur giebt sich, von den makroskopisch, z. Th. auch mikroskopisch einsprenglingsfreien Felsitfelsen und Felsitpechsteinen abgesehen, durch den deutlichen Gegensatz von Einsprenglingen und makroskopisch unauflösbarer, dichter Grundmasse kund. Die bedingende Combination von Quarz mit einem Alkalifeldspath ist, von den Felsitporphyren im Sinne Tschermak's (d. h. Quarzporphyren ohne Quarzeinsprenglinge) abgesehen, schon mit blossem Auge erkennbar. Diese Felsitporphyre sind Quarzporphyre, deren Eruption stattfand, ehe die Ausscheidung von freier Kieselsäure in dem Magma begonnen hatte. — Zu den genannten Einsprenglingen gesellen sich fast allenthalben in kleinen Mengen eines oder mehrere Mineralien der Glimmer-, der Amphibol- und der Pyroxenfamilie. — Eisenerze, Apatit und Zirkon sind allverbreitet in den Quarzporphyren.

Der als Einsprengling auftretende Quarz der Porphyre ist an und für sich vollkommen idiomorph und besitzt die Gestalt des Dihexaëders, meistens mit sehr untergeordneter, selten mit kräftiger entwickelter Säule, oft ohne jede Andeutung dieser. Kanten und Ecken sind selten scharf, sondern mehr oder weniger, gelegentlich bis zur Kugelform, gerundet. Dass Zwillingsbildungen, wie bei den aufgewachsenen Krystallen, eine grosse Verbreitung haben, ist von Mügge sowohl für die Quarze der Porphyre, wie für die der Liparite und Granitporphyre erwiesen (O. Mügge, Über den Krystallbau der pyrogenen Quarze. L. J. 1892. I. 1). Ja, Zwillinge sind sogar häufiger als einfache und rechte und linke Zwillinge etwa in gleicher Zahl, dagegen Zwillinge von Rechts- und Linksquarz sehr selten. Damit stimmen Wahrnehmungen Siepert's an argentinischen Porphyren. — Man beobachtet bei einiger Aufmerksamkeit sehr oft, dass die mehr oder weniger in einem Längsschnitt getroffenen Individuen nicht in ihrer ganzen Ausdehnung gleichzeitig das Licht zwischen gekreuzten Nicols auslöschen, sondern in zwei, seltener in drei oder mehr Theile zerfallen, deren Grenze der Hauptaxe angenähert parallel ist, und in denen die Auslöschungsrichtungen um ein weniges (1^0—2^0) differiren. Das entspricht wohl auch einer subparallelen Verwachsung verzwillingter Individuen, wie sie ja auch makroskopisch sehr verbreitet ist.

Nur in wenigen Fällen, besonders deutlich in granophyrischen Apophysen des Brockengranitits und in gangförmigen Granophyren

des Lake-District in Cumberland (Armboth-Dyke) zeigten die Quarzeinsprenglinge eine sehr feine und leicht zu übersehende, etwas verwaschene, zwillingsartige Streifung parallel den Projectionen einer oder mehrerer Rhomboëderflächen zwischen gekreuzten Nicols. Beide Erscheinungen haben nichts gemein mit der sogenannten undulösen Auslöschung; innerhalb jedes Theils ist die optische Orientirung eben eine constante, nicht mit dem Orte wechselnde. Ähnliches beobachtete Franchi an dem Quarz des Gneiss von Costa di Casa, Ligurien; er nennt solchen Quarz Quarzo lestato oder Quarzo a graticcio (Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1893. 53). — Sehr selten ist eine Art Kappenquarzbau, wobei hauchförmig dünne Häute von Grundmasse einen Kern von 3—4 Schalen und diese von einander trennen. — In manchen Quarzporphyren findet sich der Quarz mehr oder weniger in scharfkantigen und eckigen Bruchstücken. Man kann dann bisweilen die ursprünglich einem und demselben Individuum angehörigen Theile noch wohl erkennen. Je weiter aber zusammengehörige Fragmente von einander abliegen, desto schwerer wird es, sie als zusammengehörig zu bestimmen. Da diese Fragmente nirgends optische Deformationen, randliche Zertrümmerungen oder andere Phänomene der Kataklase zeigen, so muss man annehmen, dass die Individuen während oder nach der Eruption zerbrachen, jedenfalls solange das Gestein noch eine gewisse Beweglichkeit besass. Die Quarze müssen in dieser Periode der Gesteinsbildung sehr spröde gewesen sein und die ganze Erscheinung ist vielleicht mehr die Folge rascher Abkühlung, als einer fluidalen Zerrung. Diese Sprödigkeit ergiebt sich auch deutlich aus den zahlreichen, besonders peripherisch verlaufenden und die Ecken der Durchschnitte abschneidenden, oft auch quer durch den Krystall hindurchsetzenden Sprüngen, welche man allenthalben an den Quarzen der Ergussgesteine, niemals an denen der Tiefengesteine wahrnimmt.

Zu den, schon durch die Kantenrundung angedeuteten, magmatischen Resorptionsphänomenen gehören die oft flach geschwungenen, oft aber auch tief eindringenden, sackförmigen oder auch ganz bizarr gestalteten Einstülpungen und Einbuchtungen der Krystallumrisse des Quarzes, welche von der Gesteinsgrundmasse in später zu besprechender, wechselnder Ausbildung erfüllt werden. Die Entwicklung dieser chemischen Deformationen fällt, wie leicht nachweisbar, in die Zeit zwischen der Ausscheidung der Quarze und der definitiven Verfestigung des Gesteins, d. h. in die Effusions-

periode; dagegen kann die je vorliegende Art der krystallinen Ausbildung der Grundmasse im Gestein und in den Quarzeinstülpungen in dieselbe Zeit oder auch in die metasomatische Periode der Gesteinsgeschichte gehören.

Eine, bisweilen sogar recht deutliche Spaltung des Quarzes nach den Flächen des Rhomboëders ist keineswegs sehr selten. Besonders gut zeigte sie sich in den Quarzporphyren von Steinbach (Baden), Rupt (Vogesen), Kreuznach, Dobritz; in den Vitrophyren von Corbitz, Garsebach u. s. w.

Auffallend dunkel gefärbt (Lossen's Tintenquarze) sind bisweilen die Quarze der Keratophyre. Im Quarzporphyr ist dies sehr selten, doch erwähnt es Siepert von Burrito muerto (Catamarca), Cajon de la Punta Negra und von Cumbre de la Brea (San Juan) in Argentinien.

Die Interpositionen der Porphyrquarze sind im Ganzen spärlicher, aber mannichfacher als diejenigen der Granitquarze. Ausser den recht seltenen Individuen älterer Ausscheidungen findet man Flüssigkeits-, Grundmasse-, Glas- und mikrolithische Einschlüsse. Am allgemeinsten verbreitet sind Flüssigkeitseinschlüsse, die sich von denen der Granitquarze nur durch fast allenthalben spärlicheres Auftreten unterscheiden. In diesen kommen gelegentlich auch dieselben kubischen Kryställchen vor (Münster a. Stein, Scharzfeld a. H., St. Nabor u. a. O.). Liquide Kohlensäure wurde bisher nur von Dahms in den Quarzeinsprenglingen der Makwassi-Berge im Transvaal beobachtet. — Einschlüsse der Porphyrgrundmasse in den Quarzeinsprenglingen scheinen sehr verbreitet; sie sind wahrscheinlich oft blosse Einstülpungen, die durch die Schnittlage sich als Einschlüsse darstellen. Dihexaëdrische Form derselben spricht für die Auffassung als echte Einschlüsse. Wo diese Grundmasse-Einschlüsse krystallin sind, konnten sie nicht als solche aufgenommen werden; sie waren ursprünglich Theilchen des Magmas, die sofort im Quarz krystallisirten oder aber glasig erstarrten und später durch irgend welche Vorgänge sich zu einem krystallinen Aggregat entwickelten. — Glaseinschlüsse, mit selten mehr als einem Bläschen, haben meistens dihexaëdrische, seltener rundliche oder eiförmige Gestalt. Im ersten Falle sind die Umrisse der verschiedenen Einschlüsse desselben Quarzindividuums selbstverständlich unter sich und mit denen des Wirthes parallel. Sie sind fast stets farblos, ausser in den Vitrophyren, wo sie öfters gelblich bis hellbräunlich oder grau

erscheinen; ihre Menge ist stets eine geringe und sehr vielen Quarzporphyren mangeln sie ganz. Ihr Auftreten oder Fehlen ist vollständig unabhängig von der mehr oder weniger krystallinen Entwicklung der Grundmasse des Gesteins. Entglasungsphänomene sind in diesen Glaseinschlüssen im Ganzen nicht häufig; es bilden sich dann bald globulitische, bald strahlige Aggregate in denselben. Um diese Einschlüsse herum zeigen sich gelegentlich Spannungsphänomene in den Wirthen, die theils nur zu optischer Erscheinung gelangen, theils bis zur Entstehung förmlicher Risse führen, die von den Ecken der Glasdihexaëder in den Quarz hineinziehen. Im ersten Falle zeigt sich bei Einstellung des Wirthes auf Dunkel zwischen gekreuzten Nicols eine eigenthümliche Lichtfigur; der Einschluss wird von vier schwach bläulich aufgehellten Quadranten umgeben, welche durch ein dunkles Kreuz parallel den Nicolhauptschnitten geschieden werden. Besonders schön wurde die Erscheinung in einem Quarzporphyr vom Iberg bei Baden beobachtet. Brewster und Sorby fanden bekanntlich dasselbe Phänomen um Einschlüsse in Diamant, Vogelsang in Schlacken; es findet sich oft in Haüyn und Sodalith. Nur sehr selten bilden die Glaseinschlüsse gezackte oder gelappte Blättchen und dann führen sie gewöhnlich mehrere Luftbläschen, so in den Porphyren vom Spielweg im Münsterthal (Schwarzwald) und von Baden-Baden. — Einschlüsse von Gasen sind ziemlich allverbreitet. — Mikrolithische Interpositionen verschiedenartiger Gestalt gelegentlich mit anhängenden Glaströpfchen finden sich in allen Gebieten; Cohen bespricht Eisenglanz und trichitische Gebilde aus den Quarzen der Odenwälder Porphyre. Auffallend sind farblose Würfel, welche denjenigen der Flüssigkeitseinschlüsse täuschend ähneln, in dem Quarze des Porphyrs vom Raubschlösschen bei Weinheim; nach Cohen auch im Porphyr vom Daumberg. — Diese verschiedenartigen Interpositionen schliessen sich nicht etwa gegenseitig aus, sondern sie können sämmtlich in einem und demselben Quarzindividuum auftreten.

Sehr auffallend ist es, dass hie und da in Quarzporphyren die Quarzeinsprenglinge theils gänzlich, theils unter Hinterlassung eines zelligen Skeletts ausgelaugt werden, während die Feldspathe erhalten bleiben. Sauer erwähnt das von einem Gangporphyr von Bobritzsch in Sachsen, Vogel von dem Quarzporphyr von Gross-Umstadt („Auf der Platte“) in Hessen-Darmstadt. Beide Autoren weisen auf die Nähe von Baryt- bezw. Gneiss-Chalcedon-Breccien-gängen als vielleicht bedingend für die Erscheinung hin.

Wo in der Grundmasse der Quarzporphyre und Quarzkeratophyre Quarz vorkommt, ist derselbe, von gewissen Entwicklungsformen der Granophyre und Felsophyre abgesehen, nur selten idiomorph. Damit fallen auch die so sehr charakteristischen chemischen Deformationen der Einsprenglinge fort. Ebenso fehlen ihm dann die Einschlüsse von Glas und Grundmasse, während solche von Flüssigkeiten und Gasen, wenn auch spärlich, vorkommen. Der Grundmassen-Quarz der Porphyre hat also in gewissem Sinne die Mikrostructur des Granitquarzes. Dieselbe Mikrostructur haben grössere, oft schon mit blossem Auge erkennbare Quarzkörner, welche zumal in fluidalen Porphyren gern in linsenförmigen Aggregaten beisammen liegen. Dieselben sind eben auch Grundmassenquarz, nur in makrokrystalliner Ausbildung, soweit sie nicht, wie auch der Quarz der eigentlichen Grundmasse, secundärer Natur sind.

Unter den Feldspathen herrschen im Quarzporphyr die Alkalifeldspathe gegenüber den Kalknatronfeldspathen ganz entschieden vor, gelegentlich bis zum Verschwinden der letzteren. Unter den Alkalifeldspathen ist der Kalifeldspath und gelegentlich der Anorthoklas, sowie der Mikroperthit bisher allein sicher nachgewiesen. Die Quarzkeratophyre sind durch Albit charakterisirt. Ersterer erscheint fast stets in der Orthoklasform und man kann es gegenüber den Tiefengesteinen geradezu als ein Charakteristikum der Ergussgesteine betrachten, dass in ihnen der Mikroklin so selten ist. Harada hat denselben bei seiner Untersuchung der Luganer Porphyre zweimal in einem Gange bei Maroggia beobachtet und Siepert giebt ihn aus Argentinien (Felsophyr von San Pedro, Stadt Cordoba) an, führt ihn aber auf Gebirgsdruck zurück.

Der Orthoklas besitzt in den holokrystallinen Porphyren den derben Habitus, wie in den Tiefengesteinen, mit einer im frischen Zustande mehr adular- als sanidinähnlichen Durchsichtigkeit; meistens aber haben ihn Verwitterungsvorgänge und Infiltrationen stark getrübt. In den vitrophyrischen Gesteinen erscheint der Orthoklas in mehr oder weniger deutlich ausgeprägtem Sanidinhabitus. In beiden Typen ist er als Einsprengling stets idiomorph, bald tafelförmig nach M, bald säulenförmig nach der Axe a, bald nahezu würfelförmig mit gleichmässig ausgebildetem P, M und y und sehr untergeordnetem l. Von anderen Formen treten z, n, o häufig, aber stets klein auf; x ist weit seltener als y. Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist allgemein verbreitet, nach dem Bavenoer Gesetz selten (Neuengrünrain bei Barr, Arona am

Lago Maggiore, La Morette im Dép. Var; ferner Groveton, N. H. nach Hawes, Streitwald bei Frohburg und Naundorf am Tharander Wald nach Kalkowsky, Mokpho in Korea nach J. Roth) und allenthalben vereinzelt, nach dem Manebacher Gesetz an der namengebenden Localität, am Raubschlösschen bei Weinheim, in Korea (nach J. Roth). Kantenrundung ist äusserst verbreitet, dagegen fehlen tiefergehende chemische Deformationen der Umrisse den meisten Gesteinen. — Einfache Zerbrechungen mit scharfen Bruchrändern und ohne randliche Kataklase sind allenthalben zu beobachten und auf den Act der Eruption zurückzuführen. In manchen Porphyren sieht man mehr Feldspathfragmente, als ungeschädigte Krystalle. — Mechanische Deformationen gehen (von extremen, später zu besprechenden Fällen abgesehen) nicht über deutliche Biegung der Blätterdurchgänge hinaus und treten nur bei gestörter Lagerung in gefaltetem Gebirge auf, nicht in den ungestörten Decken.

Spaltung geht nach P und M; bei den glasigen Feldspathen der Pechsteinporphyre trifft man oft die krummschalige Absonderung nach einer Querfläche.

Zonarer Aufbau ist an den frischen Orthoklasen eine häufige Erscheinung; in den trüben derben Krystallen entzieht sie sich nur der Beobachtung. — Die Interpositionen der Feldspathe sind die gleichen, wie diejenigen der Quarzeinsprenglinge; nur sind unter den Einschlüssen solche der älteren Ausscheidungen (Erze, Apatit, Zirkon, Plagioklas, letzterer in paralleler Stellung mit dem Orthoklas) entschieden häufiger, solche von Mikrolithen und Glas (diese gern in den Formen des Wirthes) seltener, solche von Flüssigkeiten und Gasen sehr selten. In manchen Porphyren sind die Feldspathe trübe durch staubförmig feine Partikel, welche bald opak, bald bräunlich bis gelblich, bald grau, selten grünlichgrau durchscheinen. Ich halte sie für Partikel von Eisenerzen. Für Infiltrationen darf man wohl die Körnchen und Blättchen von Calcit und die erdigen Häufchen von Limonit ansehen, welche auf den Spaltrissen der Feldspathe in unfrischen Gesteinen allgemein sich finden. — Die peripherischen Theile von Feldspatheinsprenglingen sind hie und da mit Quarzkörnern durchwachsen, deren Dimensionen mit Annäherung an den Rand des Krystalls zunehmen. Die Erscheinung gehört in die Gruppe der granophyrischen Structuren und deutet auf ein Weiterwachsen der intratellurisch gebildeten Feldspatheinsprenglinge während der Effusionsperiode. Williams beschrieb sie zuerst von Triberger Quarzporphyren.

Die Umwandlung des Feldspaths zu Kaolin und zu Muscovit (Sericit, Pinitoid) ist die gleiche, wie im Granit; dabei werden die Krystalle bisweilen zellig. Umbildung des Orthoklas zu Epidot bei reichlicher Ausscheidung von Tridymit (?) beschreibt Lagorio in einem schwarzen Porphyr von Wällikallio auf der Insel Hochland. Eine mehr oder weniger vorgeschrittene Verdrängung des Feldspaths durch Turmalinbüschel scheint ein Grenzphänomen, oder an Spalten gebunden zu sein und findet sich an Gangporphyren des Schwarzwaldes, der Vogesen und in Cornwall; ferner am Auersberg im Harz, bei Lugano. In dieselbe Kategorie gehört wahrscheinlich die von Laspeyres bei Halle a. S., von Liebisch an nordischen Geschieben beobachtete Ansiedlung von Fluorit im Orthoklas, der dann bezeichnenderweise löcherig und zerfressen erscheint.

Der Orthoklas der jüngeren Generationen in der Grundmasse ist bald idiomorph und hat dann die Form kurz rectangulärer Säulchen oder isometrischer, würfelförmiger Individuen, recht selten die von länglichen Leisten, bald allotriomorph. Er pflegt frei von erkennbaren Einschlüssen zu sein. Seine Verwachsungen mit Quarz werden später besprochen werden.

Kalknatronfeldspathe sind fast immer sehr untergeordnet in den Quarzporphyren; sie fehlen manchen Vorkommnissen gänzlich, so nach Zirkel dem Porphyr von Drumadoon Point auf Arran, nach Cohen den südodenwäldischen. Gelegentlich aber nimmt ihre Menge so zu, dass sich Übergänge in Quarzporphyrite und bei gleichzeitiger Abnahme des Quarzes in Porphyrite entwickeln. Mit der Zunahme der Plagioklase nimmt bisweilen auch die Menge der farbigen Gemengtheile merklich zu. — Die Formen und Typen der Plagioklase sind die gleichen, wie beim Orthoklas; die Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz herrscht allgemein, sie wird oft begleitet von dem Karlsbader und Periklingesetz. — Parallele Umwachsung durch Orthoklas ist ebenso, wie Zonenstructur, sehr verbreitet. Nach der Auslöschungsschiefe der einzelnen Zonen ist eine Zunahme der Acidität nach aussen auch hier anzunehmen. — Directe Untersuchungen über die Natur der Porphyrplagioklase liegen nur in sehr beschränktem Maasse vor. Nach der chemischen Zusammensetzung der Gesteine und der Untersuchung von Spaltblättchen scheint der Plagioklas herrschend Oligoklas-Albit und Oligoklas zu sein. Doch treten noch so basische Mischungen, wie Labrador (in vogesischen Ganggranophyren, in den Pyroxenquarzporphyren der Gegend von Leipzig, in Felsophyren der Gegend

von Fréjus) und Bytownit (nach Cathrein im Vitrophyr von San Lugano zwischen Neumarkt und Cavalese in Tyrol), wenn auch selten auf. — Der Habitus ist glasig in den vitrophyrischen, derbe in den holokrystallin entwickelten Quarzporphyren. — Einschlüsse und Zersetzungserscheinungen (Epidotbildung ist häufiger), sowie magmatische Zerbrechungen sind analog, wie bei dem Orthoklas. Mechanische Deformationen durch Gebirgsdruck bedingen öfters gewundene Zwillingslamellen, wohl auch mechanische Zwillingsbildungen. Eigentliche Kataklase ist auf extreme Fälle beschränkt. — In der Grundmasse tritt ein zwillingsgestreifter Feldspath nur ganz selten auf, am häufigsten bei starker Abnahme des Quarzes in Übergangsformen zu quarzfreien Porphyren und Porphyriten.

Das Glimmermineral unter den Einsprenglingen der Quarzporphyre ist ein brauner Biotit in dünn tafelförmigen, sechsseitigen Individuen. Ihre Menge ist, von seltenen Ausnahmen abgesehen, gering; in quarzarmen Gesteinen wird sie grösser. Verbiegungen der Krystalle sind sehr häufig und wohl Folge der Bewegung bei und nach der Eruption des Gesteins. Als Einschlüsse findet man im Biotit Krystalle von Eisenerzen, Zirkon und Apatit, gelegentlich mit pleochroitischen Höfen umgeben, wie im Granit. Im unfrischen Gestein bleicht sich der Glimmer oft vollständig, ohne sonst eine merkliche Änderung seiner Eigenschaften wahrnehmen zu lassen. Der an die Stelle des Biotit getretene Muscovit scheint dabei z. Th. neu krystallisirt zu sein, denn er bildet nicht selten rosettenförmige Aggregate neben parallel liegenden Blättchen. Eisenerze, anscheinend dem Biotit entnommen, verunreinigen ihn. — Häufiger ist die Pseudomorphose von Chlorit nach Biotit mit demselben Bildungsgang und den gleichen Nebenproducten, wie im Granit (cf. S. 40). Dabei wird auch hier in manchen Gesteinen Rutil in zierlichen Nadeln ausgeschieden, die im Chlorit in drei, unter etwa 60° sich kreuzenden Systemen liegen. Noch häufiger scheint ein in sehr stark licht- und doppelbrechenden, pyramidalen oder tafelförmigen Krystallen ausgebildetes Mineral zu sein, welches nach Umgrenzung und Spaltbarkeit, wo diese wahrnehmbar ist, dem Anatas zugerechnet werden muss (Todtmoos, Münsterthal im Schwarzwald, Rupt in den Vogesen, Read Quarry, Liskeard, Cornwall u. a.). Als Brookit fand sich die Titansäure ausgeschieden in dem zersetzten Biotit eines Quarzporphyrs von Lenzkirch im Schwarzwald.

Bisweilen scheint der Biotit ganz unter den Einsprenglingen

zu fehlen, ohne durch ein anderes Mineral (Amphibol oder Pyroxen) vertreten zu werden; so in einigen Botzener Porphyren und bei La Morette, Dép. Var, ebenso nach Schalch in mikrogranitischen Gangporphyren der Gegend von Annaberg.

Der Grundmasse der Quarzporphyre fehlt der Biotit meistens ganz; es ist also keine jüngere Generation desselben ausgebildet. Das häufige Auftreten von secundären Chloritschüppchen in der Porphyrgrundmasse ist, bei der Wandersucht dieses Minerals, kein Beweis vom Gegentheil. Sehr auffallend und gegen die Regel wäre das Erscheinen des Biotits in der Grundmasse, während er als Einsprengling fehlt. Ein solches Vorkommen wird jedoch von Penck in dem Grimmaer Quarzporphyr, von Schalch in den erwähnten Annaberger Mikrograniten angegeben.

Farbloser Kaliglimmer, welcher auch in primären (?) Blättchen in der Grundmasse der Quarzporphyre bei holokrystalliner Ausbildung recht häufig angegeben wird, ist als Einsprengling jedenfalls nur sehr spärlich bekannt. Kalkowsky nennt ihn aus Quarzporphyr von Buchholz bei Annaberg und von Altenhain (von Sauer bestätigt), Websky und Liebisch (Z. D. G. G. 1877. XXIX. 731) aus Quarzporphyr von Kupferberg in Schlesien, Cross aus dem Dép. Côtes-du-Nord, Rothpletz aus dem sphärolithischen Quarzporphyr von Mühlbach in Sachsen (hier in paralleler Verwachsung mit Biotit), Lossen vom Auersberg bei Stolberg am Harz. Kaum glaublich ist die Angabe Zirkel's, der in einem Quarzporphyr vom Pic du Midi de Pau Muscoviteinsprenglinge neben solchen von Hornblende fand. Dem Muscovit sehr ähnlicher, gebleichter Biotit ist in den südodenwälder Porphyren häufig. — In der Grundmasse bildet er sehr kleine grünliche oder gelbliche, meist aber farblose Blättchen von äusserster Zartheit. — Secundär findet man ihn bei der Verwitterung und Dynamometamorphose massenhaft (Sericit) in der Porphyrgrundmasse, die er dann in Gesellschaft mit Quarz oft allein aufbaut. Ich glaube nicht an primären Muscovit im Quarzporphyr und berufe mich dafür auf das Verhalten der Liparite.

Rosetten von Li-haltigem Muscovit, eingebettet in Knäueln von Quarzkrystallen, die ihre Spitzen gegen die Grundmasse hin wenden, fand Sauer in einem Quarzporphyrgang, vielleicht dem Stiel zu der Decke von Hinterschwärzenbach (Blatt Gengenbach). An einer andern Stelle, wohl desselben Ganges, ist die fluidale Grundmasse geflammt und gefleckt durch winzigste Turmalinkryställchen. Das deutet auf pneumatolytische Vorgänge.

Hornblende ist, soweit ich sie selbst beobachtete, braun in den vitrophyrischen und fehlt den Porphyren mit krystalliner Grundmasse ganz. Die früher von mir für das Vorkommen grüner Hornblende angeführten Fundorte beziehen sich auf Granitporphyrgänge. — Auf solche beziehen sich auch die Angaben von Chelius, vergl. dieses Buch, 2. Aufl. S. 363. Zirkel erwähnt die Hornblende als Einsprengling von Drumadoon Point auf Arran (ein von mir untersuchtes Handstück dieses Fundorts enthält chloritisirten Glimmer) und Miner's Cañon, Truckee Range in Nordamerika, v. Lasaulx von dem Eisenbahneinschnitt zwischen Oberhermsdorf und Fellhammer bei Gottesberg und von Manzat in der Auvergne, Gümbel aus palaeolithischen Porphyren des Fichtelgebirges, Cossa und Mattirolo aus einem sphärolithischen Porphyr von Sta Luzia bei Iglesias auf Sardinien, J. Roth von Korea. Bornemann erwähnt die Hornblende in dem durch seine verzerrten Quarze bekannten Porphyr von Thal bei Eisenach (meine Handstücke des Gesteins enthalten keinen Amphibol). Cross giebt an, dass der Grey Porphyry des Leadville Districts, Col., als Einsprenglinge Pseudomorphosen nach Hornblende enthalte, deren Umrisse durch Erzkörner markirt werden. — Siepert fand Hornblende in argentinischen Quarzporphyren, aber nur dann, wenn sie plagioklasreich wurden. — Nach Hatch enthält der granophyrische (?) Quarzporphyr von Ishriff im Glen More, Mull, Hornblende. — Hyland beschreibt sphärolithischen Quarzporphyr von Newcastle, Co. Down, Irland, der Hornblende als Einsprengling führt. Nach der Angabe über den Pleochroismus und der Analyse des Gesteins könnte man Aegirin vermuthen. — Frey giebt mikrogranitischen Quarzporphyr mit Hornblende aus der Nagelfluh der Guntenschlucht am Thuner See an.

Sehr wichtig ist eine Angabe von Tenne über das Vorkommen von Glaukophan in fasrigen Individuen in Mikrogranit und Granophyr vom Wadi el Hatab im Lande Yemen. Dieselben betheiligen sich bisweilen auch an dem Aufbau von Pseudosphärolithen in den Granophyren. Man vergleiche hiermit meine Beobachtungen an Pantelleriten (S. 611) und man wird die Vermuthung entschuldigen, dass der Glaukophan zum Arfvedsonit gehöre und dass, falls diese Gesteine zu den palaeovulkanischen Ergussgesteinen und nicht zu den Paisaniten zu stellen sind, hier die ersten Andeutungen über palaeovulkanische Aequivalente der Comendite vorliegen. Ich möchte noch hervorheben, dass nach Tenne der Kalifeldspath Mikroklin-

structur zeigt. — Durch Herrn Prof. Adams in Montreal erhielt ich vor Jahren einen einsprenglingsreichen, leider wenig frischen Quarzporphyr von Chatham, Prov. Quebec, welcher als farbigen Gemengtheil nur zahllose Nadeln von Riebeckit enthält. Die Nadeln betheiligen sich auch hier am Aufbau der Pseudosphärolithe, aus denen wesentlich die Gesteinsgrundmasse besteht. Die Grundmasse dieses Gesteins, wenn ich es richtig mit den älteren Angaben identificire, besteht aus $SiO_2 = 72{,}20$, $Al_2O_3 = 12{,}50$, $FeO = 3{,}70$, $CaO = 0{,}90$, $K_2O = 3{,}88$, $Na_2O = 5{,}84$ (vergl. Geology of Canada, Report of Progress from its commencement to 1863. Montreal 1863. 654 u. 832). Das Gestein heisst hier Orthophyr.

Pyroxene als Einsprenglinge sind in den Porphyren mit glasiger Grundmasse ziemlich allgemein vorhanden; es sind grüne, dem Habitus nach zum Diopsid zu stellende Krystalle. Dass aber auch in den nicht glasreichen Quarzporphyren Pyroxenmineralien auftreten, wurde zuerst von G. vom Rath (Z. D. G. G. 1868. XX. 330) bei Campiglia maritima in Toscana beobachtet. In beiden Fällen war es echter Augit. Die Angaben über das Vorkommen von Pyroxenmineralien nach Hawes in einem schwarzen Quarzporphyr von Waterville, N. H., nach Liebisch in einem Mikrogranit zwischen dem Gebel Gharib und Gebel Kufara in Ägypten, in einem Granophyr von Mosedale am Carrock Fell in Cumberland und gelegentlich in Vogesengranophyren beziehen sich wohl sämmtlich auf Granitporphyre. — Tenne nennt mehr oder weniger uralitisirte Augiteinsprenglinge in den Granophyren und Mikrograniten des Wadi el Hatab im Lande Yemen, Bodmer-Beder im Quarzporphyr der Somali-Halbinsel. In den schwarzen Quarzporphyren der Gegend von Leipzig vermuthete schon Naumann den Augit, Tschermak wies in demselben Diallag nach. Kalkowsky, der diese schönen mikrogranitischen Porphyre einer eingehenden Untersuchung unterwarf, gelangte zu der Überzeugung, dass das Pyroxenmineral überhaupt nicht Diallag, sondern Augit, oder doch in gewissen Vorkommnissen nur ein aus Augit entstandener Diallag sei. Bei einer späteren Revision dieser, in engem Verbande mit Granitporphyren stehenden Gesteine (von Taucha, Grasdorf, Wurtzen, Rittergutsberg bei Ammelshain, Breitenberg bei Lüptitz, Hengstberg bei Hohenstein u. s. w.) konnte ich mich überzeugen, dass dieselben sowohl einen echten, pinakoidalspaltenden Diallag, wie auch einen normalen grünen Augit enthielten, dass indessen diese beiden Mineralien verhältnissmässig zurückträten gegen einen Enstatit oder Bronzit,

welcher in selbständigen idiomorphen, kurzprismatischen Krystallen und in parallelen Verwachsungen mit dem monoklinen Pyroxen ausgebildet erscheint. Oft ist dieser Bronzit in Bastit umgewandelt. In diesen Gesteinen sind die Pyroxene oft derart mit Biotit verwachsen, dass man an eine Epigenese des letzteren denken möchte. Es ist charakteristisch für die Pyroxene der Quarzporphyre, dass sie so gern Glaseinschlüsse führen; daneben kommen Interpositionen älterer Gemengtheile (Erze, Apatit, Zirkon) vor. — Als eigentliche Grundmassengemengtheile scheinen diese Pyroxene nicht vorzukommen; sie entwickeln sich offenbar nirgends während der Effusionsperiode. Nur in den Vitrophyren tritt Augit zweiter Generation auf.

Einsprenglinge von Eisenerzen finden sich theils selbständig, theils als Einschlüsse im Biotit und andern Gemengtheilen, aber stets in geringen Mengen; häufige Umrandungen von Titanomorphit lassen auf Ilmenit oder titanhaltigen Magnetit schliessen. In der Porphyrgrundmasse sind staubförmige Massen von Eisenerzen (Vogelsang's Ferrit und Opacit z. Th.) sehr verbreitet. Dieselben sind oft sicher als Umwandlungsproducte von mikrolithischen und trichitischen Gebilden zu erkennen und dann viel öfter Limonit, als Magnetit. In andern Porphyren sind winzigste Täfelchen von Eisenglimmer zahlreich vorhanden. Die rothe Farbe der Quarzporphyre beruht auf der Anwesenheit dieser Eisenerze, die man oft wegätzen muss, um gute Präparate für das Studium der Grundmasse zu erhalten.

Der Apatit bildet mehr oder weniger langprismatische Kryställchen und ist allenthalben spärlich. — Auch der Zirkon liebt es in schlanken, oft mit reicher terminaler Flächenbildung versehenen Individuen zu erscheinen. Er scheint keinem Gestein zu fehlen, dürfte jedoch in geringerer Menge als in den Graniten vorhanden sein.

An Übergemengtheilen sind die Quarzporphyre arm. Eine gewisse Verbreitung haben die als Pinit und Oosit bekannten Pseudomorphosen nach Cordierit in Schwarzwald-Porphyren der Gegend von Baden-Baden und in krystallreichen Quarzporphyren Thüringens und der Auvergne. Lossen nennt ihn im Auersberger Quarzporphyr im Harz, Schalch in Gängen der Gegend von Eibenstock, Piolti im Quarzporphyr von Roburent im Stura-Thale; G. vom Rath von Campiglia maritima, Busatti von der Grube Tuviois im Sarrabús, Sardinien. Die constant pinitführenden Quarz-

porphyre entsprechen genau den Cordierit-Lipariten der Maremmen und des Cabo de Gata.

Granat findet sich im pyroxenführenden schwarzen Quarzporphyr der Leipziger Gegend, nach Schalch in gangförmigen Mikrograniten der Gegend von Schwarzenberg im Erzgebirge, nach Chelius in ebensolchen des nördlichen Odenwalds, nach Hawes in den Twin Mountains, N. H., nach Vogel bei Gross-Umstadt, nach Busatti am Monte Narba in einem „felsofiro sferolitico". Die Beschreibung des Vorkommens und das spec. Gew. = 2,79 des Gesteins lässt an einen Felsophyrit denken. — Klockmann giebt den Granat, stellenweise mit einer fasrigen Umwandlungszone, als verbreitet in den permischen Deckenporphyren des Flechtinger-Alvenslebener Höhenzuges, NW. von Magdeburg, zumal in einer als Mühlenberg-Typus bezeichneten Abart an. — Orthit wurde schon 1887 von Cross als älteste Ausscheidung eines Quarzporphyrs des Leadville Districts, Col., beschrieben. Er findet sich zierlich in einem Sphärolithporphyr vom Pfriemrain, St. Nabor, Elsass.

Als Producte der Umwandlung des Biotits wird man den Rutil, den Anatas und Brookit ansehen dürfen. Der Anatas wurde zuerst von Laspeyres im Quarzporphyr von Halle nachgewiesen. Zu den schon früher genannten Fundorten füge ich noch Bobritzsch (Anatas), Flechtinger-Alvenslebener Höhenzug (Anatas und Rutil nach Klockmann). — Ebenso dürften Epidot und Piemontit, welche G. H. Williams vom South Mtn., Pa. und Haworth aus Quarzporphyren von Missouri angiebt, zu den Umwandlungsproducten gehören.

Eine dritte Gruppe von accessorischen Gemengtheilen bilden der Flussspath (Halle a. S., Altenhayn in Sachsen, Bredbad in Schweden, Hinterohlsbach und Riedle auf Blatt Gengenbach im Schwarzwald nach Sauer, in Felsophyrgängen, die den Granitit von Bischofsrod durchsetzen, nach Pröscholdt u. a.), der Turmalin in Nadeln und Büscheln (ziemlich häufig, in herrlichen und scharfen blauen Krystallen am Auersberge im Harz), und der Topas (nach Schalch in Mikrogranitgängen bei Schwarzenberg und Johann-Georgenstadt, nach Schröder in solchen der Section Eibenstock). — Korund fand Foullon im Quarzporphyr von Teplitz. — Einen Spinelliden (Picotit) giebt Bodmer-Beder im Quarzporphyr der Somali-Halbinsel an.

In Mandelräumen trifft man neben Kieselsäure-Mineralien besonders gern Delessit und verwandte Substanzen, sowie Carbonate.

Alle die älteren Generationen von Gemengtheilen, welche theils als Einsprenglinge dem blossen Auge wahrnehmbar sind, theils wegen ihrer geringen Dimensionen erst durch das Mikroskop erkannt werden können, sich aber theils durch ihren vollendeten Idiomorphismus, theils durch ihr einschlussartiges Auftreten in den Einsprenglingen als sehr alte Ausscheidungen aus dem Eruptivmagma documentiren, sind durch eine für das Auge und die Lupe unauflösbare Grundmasse verkittet. Das Mengenverhältniss zwischen dieser Grundmasse und den älteren Ausscheidungen schwankt in allen Verhältnissen, welche zwischen den beiden Extremen des Fehlens der Grundmasse und des Fehlens der Einsprenglinge liegen. Diese Grundmasse der Quarzporphyre wechselt in ihrem Aussehen nach Farbe, Glanz, Bruch, Härte und Compactheit bei den verschiedenen Gesteinen, die man danach als Pechstein-, Hornstein-, Feldstein- und Thonsteinporphyre zu unterscheiden pflegte.

Wenige Fragen haben die Petrographen so nachhaltig beschäftigt und sind so verschieden beantwortet worden, als diejenige nach dem eigentlichen Wesen dieser Porphyrgrundmasse. Wenn nun auch seit Benützung des Mikroskops bei Gesteinsuntersuchungen die Beantwortung dieser Frage um ein Bedeutendes gefördert worden ist, so kann man doch selbst heute kaum behaupten, dass in der Deutung und Auffassung der Porphyrgrundmasse Übereinstimmung bei den Petrographen herrsche, noch weniger, dass irgend eine der herrschenden Auffassungen im strengsten Sinne als die richtige nachgewiesen worden sei. — Zu einem wirklichen Verständniss der thatsächlichen Verhältnisse bei diesen Porphyrgrundmassen ist es nothwendig sich gegenwärtig zu halten, dass alle chemischen Untersuchungen derselben dargethan haben, dass sie, von sehr unbedeutenden Beimengungen anderer Verbindungen abgesehen, im wasserfreien Zustande genau so wie bei den Lipariten aus Alkalien, Thonerde und Kieselsäure im Verhältniss $1 : 1 : x$ bestehen, wobei $x > 6$. Diese Zusammensetzung ist auch hier dieselbe bei jedem Habitus und bei jedem physikalischen Verhalten. Es tritt allenthalben eine wechselnde Menge von Eisenoxyden hinzu, die sich mikroskopisch als mechanische Beimengungen erkennen lassen. Danach kann man den Satz aufstellen, dass alle Porphyrgrundmassen chemisch als Gemenge von trisilikatischen Feldspathen und freier Kieselsäure, oder als ein Alkali-Thonerde-Silikat von grösserer Acidität als die sauersten bekannten Feldspathe, oder endlich als

ein Gemenge von trisilikatischen Feldspathen, einem hypersauren Silikat von feldspathähnlicher Zusammensetzung und freier Kieselsäure betrachtet werden können. Jede Deutung der Porphyrgrundmassen, welche hiermit nicht in Einklang gebracht werden kann, ist nicht annehmbar. — Den gegenwärtigen Stand der Frage wird man am klarsten erfassen, wenn man die historische Entwicklung derselben verfolgt.

Der anfangs weitverbreiteten Ansicht, dass die Porphyrgrundmasse ein in verschiedenen Fällen verschiedenes, aber im concreten Falle einheitliches Mineral sei, trat bekanntlich Leopold von Buch sehr energisch mit dem Ausspruche entgegen, dass man in derselben ein Mineralaggregat zu sehen habe, dessen Natur lediglich infolge des winzigen Kornes dieses Gemenges nicht erkannt zu werden vermöge. In Übereinstimmung mit der Annahme, die kryptomeren Grundmassen porphyrischer Gesteine bestehen aus denselben Mineralien, die darin als Einsprenglinge ausgeschieden sind, wurde ziemlich allgemein vorausgesetzt, die Grundmasse der Quarzporphyre sei ein kryptomeres Gemenge der Granitmineralien.

Einen durchaus neuen Gesichtspunkt eröffnete Delesse, indem er, zum Theil sich auch auf mikroskopische Analyse stützend, im Jahre 1849 von der Porphyrgrundmasse, die er sehr bezeichnend einen Teig (pâte) nannte, aussagte, dass sie „peut être comparée à l'eau-mère, dans laquelle ils (die Einsprenglinge) auraient cristallisé et qui est en quelque sorte le résidu de leur cristallisation; cette pâte n'est donc pas formée de minéraux qui soient nettement définis, et auxquels il soit possible d'appliquer un nom, mais elle est en quelque sorte dans un état sémicristallin intermédiaire entre l'état cristallin et entre l'état vitreux". — Es ist schwer zu verstehen, was man sich unter einem weder krystallinen, noch auch amorphen Zustande denken soll und derartige Überlegungen standen auch wohl einer allgemeineren Annahme der Delesse'schen Auffassung entgegen. — Erwähnenswerth ist noch die Erklärung Naumann's, der im Allgemeinen an der Ansicht L. v. Buch's festhaltend, die Grundmasse der Quarzporphyre in manchen Fällen für „ein homogenes Gemisch von Feldspathsubstanz und Kieselsäure", also für eine Art Legirung hält. — Die Ansicht L. v. Buch's und diejenige Delesse's, der seine Erklärung des Grundteigs übrigens auf alle porphyrischen Gesteine ausdehnte, sind bis zu einem gewissen Grade die Pole, zwischen denen oscillirend die späteren Anschauungen sich bewegen.

Als Zirkel in seinen heute überholten „Mikroskopischen Gesteinsstudien“ im Jahre 1863 auch die Quarzporphyre der mikroskopischen Diagnose unterzog, glaubte er den Ausspruch thun zu müssen, dass die Porphyrgrundmasse durchaus ein mikrokrystallines Gemenge von Feldspath- und Quarzkörnern in derart wechselnden Mengen sei, dass auch die Möglichkeit des ausschliesslichen Vorkommens des einen oder andern dieser Mineralien nicht von der Hand gewiesen werden dürfe.

Zu einer analogen Auffassung gelangte auch Laspeyres gelegentlich seiner Arbeit über die Haller Porphyre (1864) und schrieb sogar, ohne sich dabei auf eine grössere Summe allgemeinerer Erfahrungen stützen zu können, dieser für den concreten Fall vielleicht ganz richtigen Ansicht eine allgemein gültige Bedeutung zu, gegen welche besonders Vogelsang in seiner im Jahre 1867 erschienenen „Philosophie der Geologie“ in die Schranken trat. Vogelsang betonte, dass nach Abzug aller deutlich erkennbaren Individuen, deren Anzahl unter dem Mikroskope sich kaum wesentlich vermehre, eine halbkrystallinische Grundmasse übrig bleibe, über deren Wesen er aber ebenso wenig wie Delesse aufklärende Mittheilungen macht. Bald wird ein grosses Gewicht auf den Mangel einer gesetzmässigen äusseren Begrenzung gelegt, bald wird ihr eine schwache Einwirkung auf das polarisirte Licht zugeschrieben, an anderer Stelle wieder wird sie mit schärferer Präcisirung als eine „einfach brechende, formlose Substanz“ bezeichnet.

In demselben Jahre fand Zirkel, der noch in seinem Lehrbuche der Petrographie 1866 seinen Ausspruch aus dem Jahre 1863 aufrecht gehalten hatte, in der Gave de Broussette in den Pyrenäen einen in Granit allmählig übergehenden Quarzporphyr, welcher bei der Case de Brousette eine typische Glasgrundmasse besitzen sollte.

Stelzner, der im Jahre 1879 eine sehr bemerkenswerthe Arbeit über Gesteine des Altaï veröffentlichte, war durch das Studium der Quarzporphyrite dieser Localität im Vergleich mit einigen europäischen Quarzporphyren wieder zu einem Resultate gelangt, welches im Widerspruch mit Vogelsang als Thatsache hinstellte, dass die Grundmasse aller von ihm untersuchten Gesteine ein mikrokrystallines Aggregat aus lauter doppelbrechenden Partikeln sei. Dass dieses ein Gemenge aus Quarz und Feldspath sei, werde durch die chemische Analyse wahrscheinlich, sei aber mikroskopisch weder darzuthun, noch zu widerlegen.

In demselben Jahre erschienen die Untersuchungen Cohen's über die Odenwälder Porphyre, deren Resultate weder mit denen Stelzner's noch mit denen Vogelsang's stimmen. Cohen glaubte nachweisen zu können, dass in der Grundmasse der Porphyre Stellen vorhanden seien, deren optisches Verhalten dasjenige eines mehr oder weniger feinkörnigen, aber durchaus individualisirten Aggregates ist, während daneben mikroskopische Partien auftreten, die sich entschieden isotrop erweisen, also wohl als eine amorphe Substanz anzusehen seien. Demnach liesse sich die Porphyrgrundmasse als ein kryptokrystallines Aggregat mit einer amorphen Zwischenklemmungsmasse auffassen, deren extreme Entwicklungsarten zu einem Glase stellenweise mit fasriger oder körniger Entglasung einerseits, zu einer durchweg mikrokrystallinen Ausbildung andererseits führen würden. — Eine eigenthümliche Bemerkung Cohen's, die für das Verständniss später zu besprechender Verhältnisse nicht ohne Bedeutung ist, möge noch besonders hervorgehoben werden, die nemlich, dass die Umrisse und damit die gegenseitige Begrenzung der individualisirten Partikel der Porphyrgrundmasse um so verflossener erscheinen, je stärkere Vergrösserung man anwendet.

Gelegentlich der Herausgabe seiner „Mikroskopischen Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine" 1873 hat Zirkel die von seinen früheren Beobachtungen weit abweichenden Resultate einer erneuten Durchforschung der Quarzporphyre mitgetheilt, in denen er in der Lage ist, die volle objective Richtigkeit der augenscheinlich so weit divergirenden Anschauungen früherer Forscher bestätigen zu können. Er betont, dass die Porphyrgrundmasse ganz unabhängig von ihrem äusseren makroskopischen Habitus einer mehrfachen Entwicklung fähig ist. Es giebt, wie er hervorhebt, Grundmassen mit gänzlich oder fast gänzlich granitartig-krystallinischem Gefüge, während andererseits solche vorliegen, die zur weit überwiegenden Menge aus nicht oder nur „ganz unvollkommen individualisirter" Substanz bestehen, welche wiederum einer verschiedenen Entwicklung fähig ist, aber doch meistens eine „mikrofelsitische" Ausbildung zeigt. Die mit Gänsefüsschen versehenen Bezeichnungen bedürfen einer Erklärung.

Zirkel, dem hierin die weitaus meisten Petrographen folgten, führte die Bezeichnung „Basis" für denjenigen Theil der porphyrischen Gesteine ein, welcher — im Gegensatz zu der makroskopischen Grundmasse — sich unter dem Mikroskope

als „der eigentliche, nicht individualisirte Grundteig“ herausstellt. Diese Basis kann nach ZIRKEL's Darstellung verschiedenartig, aber natürlich nicht krystallinisch-körnig ausgebildet sein. Nach Analogie des Namens Felsit, mit welchem man die makroskopisch homogen erscheinende Grundmasse mancher Porphyre belegt hat, bezeichnete nun ZIRKEL eine gewisse mikroskopische Ausbildungsweise der porphyrischen Basis, die aber keineswegs allen makroskopischen Felsiten zukommt, als „mikrofelsitisch“. Er charakterisirt diese Entwicklungsform in folgenden Worten. „Die mikrofelsitische Basis ist als solche amorph, sie besitzt im Gesteinsdurchschnitt keine selbständigen Contouren, ihre Begrenzungen werden durch diejenigen der krystallinischen Gemengtheile vorgezeichnet und sie dringt als rundliche Buchten wohl in die letzteren ein. Ihre eigentliche Beschaffenheit ist abwechselnd und nicht leicht in Worte zu fassen. Sie repräsentirt ein Entglasungsproduct, welchem zwar hyalines Ansehen gänzlich fehlt, das aber andererseits nicht in einzelne wirklich individualisirte Theilchen zerfällt; gewöhnlich sind es ganz unbestimmte, oft halbverflossene Körnchen oder unbestimmte Fäserchen, welche die Mikrofelsitmasse zusammensetzen. Zwischen gekreuzten Nicols wird sie in ihrer typischen Ausbildung völlig dunkel, sendet aber auch wohl bisweilen einen allerdings nur ganz schwachen und verschwommen gemeinsamen Lichtschein aus. Die kleinen Fäserchen und Körnchen besitzen manchmal entschiedene oder rohere Anlage zur radialen Anordnung.“ Diese Beschreibung ergänzt ZIRKEL durch den Hinweis auf eine Anzahl fernerer Merkmale, wie Farbe, Durchsichtigkeit, vorwiegende Verbreitung in den sauren Silicatgesteinen, Art des Vorkommens u. s. w. Als wichtig für das Verständniss des Begriffes Mikrofelsit, wie ihn ZIRKEL auffasst und wie ich ihn modificiren möchte, sind noch die folgenden Stellen p. 281 und p. 327 hervorzuheben: „Zwischen der mikrofelsitischen Masse, welche nicht in eigentliche Individuen zerfällt und einem Aggregat zwar höchst winziger, aber wirklich krystallinischer, körniger Individuen scheint es noch Mittelglieder und Entwicklungs-Übergänge zu geben, welche wegen ihrer schwer zu bestimmenden Ausbildung weder mehr recht als erstere noch schon sicher als letzteres gelten können. In der Grundmasse vieler Quarzporphyre z. B. giebt es Stellen, die bei gekreuzten Nicols ein sehr klein und unregelmässig geflecktes oder fast marmorirtes

Polarisationsbild liefern, welches sich über die schwache oder fehlende optische Wirkung der mikrofelsitischen Basis erhebt, während es andererseits nicht recht wahrscheinlich ist, „dass hier leibhaftige Quarz- und Feldspath-Individuen im kleinkörnigen Gemenge vorliegen. Jedenfalls steht aber unter allen Entfaltungen, deren die Devitrification fähig ist, die mikrofelsitische im Verein mit der vorigen (krystallitische Entglasung), oder vielleicht noch mehr als diese, der ganz krystallinischen am nächsten.“ — „Reichlich verbreitet ist diejenige Ausbildung, dass innerhalb der mikrofelsitischen Substanz, welche zwischen gekreuzten Nicols ganz oder nahezu ganz dunkel wird, sich einzelne Theilchen befinden, welche im gewöhnlichen Lichte gar nicht darin besonders begrenzt hervortreten und im polarisirten Lichte zwar entschieden farbig werden, aber ganz unbestimmte Contouren aufweisen; diese winzigen Fleckchen, zwischen gekreuzten Nicols meist schwach milchblau, verschwimmen an ihren Rändern förmlich in die desshalb wie getüpfelt aussehende mikrofelsitische, nicht individualisirte Masse. Sie dürften wegen ihrer unverkennbaren optischen Reaction doch wohl krystallinische Partikel sein, welche in der umgebenden amorphen Substanz nur zu ganz unvollkommener Entwicklung gediehen sind. Die Contouren der krystallinischen Theile fallen in der That innerhalb dieser Grundmassen um so schärfer und regelmässiger aus, je weniger mikrofelsitische Masse zugegen ist. Wo diese letztere sehr reichlich vorliegt, da erscheinen mitunter in ihr vereinzelte Fleckchen klaren oder körnchenführenden Glases.“

Dass eine derartige unkritische Vermengung heterogener Dinge keine Klarheit schaffen konnte, ist begreiflich.

Auch Kalkowsky hat bei der eingehenden Untersuchung der sächsischen Porphyre und Pechsteine (1874) gerade der Natur der Porphyrgrundmasse und ihrem optischen Verhalten die grösste Aufmerksamkeit zugewandt; dennoch kommt auch er über den Zirkel'schen Begriff Mikrofelsit, der zugleich amorph, entglast einfachbrechend und entglast, resp. amorph-doppelbrechend, structurlos und andererseits unvollkommen individualisirt sein soll, nicht hinaus. Die Arbeit giebt eine reiche Anzahl der treuesten Gesteinsbeschreibungen und es will mir scheinen, dass die Schwierigkeit der Definition hier nur in der mangelnden scharfen Abgrenzung der Begriffe glasig, amorph, individualisirt etc. liegt.

Cohen wendet sich in dem Bestreben schärfere Begriffe ein-

zuführen gelegentlich der Besprechung der Felsitporphyre der Lobombo-Berge in Süd-Afrika (1875) gegen die von Kalkowsky adoptirte Zirkel'sche Auffassung des Begriffes Mikrofelsit, und präcisirt seine eigene Anschauung in einer von seiner früheren Darstellung etwas abweichenden Weise. Er adoptirt die Bezeichnung „Mikrofelsit", legt aber demselben eine andere Bedeutung bei, als Zirkel, und definirt ihn als „diejenige Basis der Porphyre, welche weder reines Glas, noch Glas mit Entglasungsproducten ist, sondern stets eine Einwirkung auf polarisirtes Licht zeigt, mag sie auch noch so schwach sein". Zur weiteren Fixirung wird angegeben, dass eine ihrer mineralogischen Zusammensetzung nach bestimmbare Grundmasse ausgeschlossen ist, ebensowohl wie ein Glas mit hyalitischer Doppelbrechung. Erst im weiteren Verlauf der Deduction ergiebt es sich, dass Cohen unter Mikrofelsit zweierlei Dinge versteht, welche miteinander der Natur der Sache nach nichts gemein haben. In jedem Falle soll nämlich der Mikrofelsit doppelbrechend sein, aber diese Doppelbrechung soll bald durch Spannungsverhältnisse bewirkt sein können (aber ist denn das nicht die oben ausgeschlossene hyalitische Doppelbrechung?), bald das Resultat einer feinsten Aggregatbildung sein dürfen, wobei es unentschieden bleiben muss, ob nicht dem an und für sich krystallinen, nur nicht exact definirbaren Gemenge auch noch isotrope Glastheilchen oder durch Spannung doppelbrechende amorphe Substanz beigemischt ist. Die zweite Hypothese für Mikrofelsit liefert nach meiner Meinung einen fassbaren Begriff; es wäre derselbe dann ein feinstkörniges, entweder ganz oder grösstentheils krystallines Gemenge nicht mit Sicherheit erkennbarer Substanzen, welches sich durch eine, wenn auch noch so verschwommene Aggregatpolarisation für die Beobachtung charakterisirt. Die zuerst gebotene Erklärungsweise scheint mir dagegen unhaltbar. Cohen meint nemlich für gewisse Fälle zur Erklärung der Doppelbrechung seines Mikrofelsits annehmen zu können, dass bei der Erstarrung des ursprünglichen Porphyrmagmas sich zahllose, nicht wahrnehmbare, auch mikroskopisch nicht sichtbare Körner ausschieden, um welche herum sich doppelbrechende Höfe bildeten, von denen jeder einzelne für sich nicht wahrnehmbar wäre, deren Summe aber die amorphe Masse als doppelbrechend erscheinen liesse. Ganz abgesehen davon, dass hier zur Erklärung einer Hypothese eine oder mehrere andere hinzugezogen werden, ist darauf hinzuweisen, dass selbst unter der Voraussetzung, der einzelne Hof, welcher natürlich in

vier durch dunkle Balken getrennte helle Quadranten zerfallen müsste, sei nicht wahrnehmbar, dennoch in keinem Falle die Folge eines solchen hypothetischen Processes eine Aggregatpolarisation von noch so verschwommenem Habitus sein könnte. Vielmehr müsste, da alle die Interferenzfiguren der Einzelhöfe parallel liegen, das Resultat ein sehr verwaschenes grosses Kreuz über die ganze in dieser Weise doppelbrechend gewordene Partie sein. Übrigens sind Erscheinungen, wie sie Cohen hier hypothetisch annimmt, schon beobachtet worden und ergaben dann den eben angedeuteten Effect. Vogelsang beschreibt derartige Phänomene aus dem Liparit vom Theresienhügel bei Tarczal unweit Tokaj (die Krystalliten p. 137) und Michel-Lévy aus einer Schlacke der Stahlgiesserei von Ermont im Dép. Seine-et-Oise (cf. divers modes de structure p. 351).

Bevor ich nun zur Discussion der Anschauungen übergehe, welche der allzufrüh verstorbene Vogelsang kurz vor seinem Tode als das Resultat viele Jahre langer unermüdlicher Beschäftigung mit den porphyrischen Gesteinen der Wissenschaft hinterliess, möge eine kurze Darstellung der realen Verhältnisse der Porphyrgrundmasse, des Felsits, vorausgeschickt werden.

In vielen Fällen besteht der Felsit oder die Porphyrgrundmasse aus einem mikroskopisch kleinkörnigen, aber als solches mit Sicherheit zu definirenden Gemenge der Granitmineralien Quarz und Feldspath, denen sich gelegentlich heller, sehr selten dunkler Glimmer, immer kleine Mengen von Eisenerzen zugesellen. Solange das Korn dieses Gemenges, dessen Textur eine sehr verschiedene sein kann, kein allzu geringes ist, bekommt man im polarisirten Lichte das bekannte Mosaikbild der Aggregatpolarisation und die Grenzen der einzelnen Krystallkörner sind scharf und exact. Mit abnehmendem Korne wird natürlich die Erkennung und Bestimmung der einzelnen Partikel schwieriger, ja oft unmöglich und es ist nur ein Analogieschluss, wenn man in diesem Gemenge noch immer die gleichen Mineralien vermuthet. Derselbe gewinnt übrigens eine hohe Wahrscheinlichkeit dadurch, dass man sehr oft nicht einen abrupten Sprung, sondern alle erdenklichen Übergänge aus der einen in die andere Ausbildungsform zu beobachten vermag. In demselben Maasse, in welchem das Korn abnimmt, wird das Polarisationsbild undeutlicher. Die einzelnen Individuen liegen nicht nur neben einander, sondern auch in mehreren Ebenen über einander. Die dadurch sehr verminderte Schärfe der Umrisse wird noch dadurch geringer, dass infolge der wieder-

holten Brechungen und Reflexionen bei dem jedesmaligen Übergange der Strahlen aus dem einen in das andere darüber liegende Medium die Lichtstärke in hohem Grade abnimmt, genau wie wenn Licht, um einen einfachen Fall zu citiren, durch eine Reihe von Glasplatten (man nehme z. B. Deckgläschen) hindurchgeht. Durch diese Superposition verschieden orientirter doppelbrechender Platten wird es bedingt, dass man alsdann zwischen gekreuzten Nicols nur eine vage allgemeine Beleuchtung erhält, die sich bei der Drehung des Präparats nicht bemerkbar ändert. In solchen Fällen wird die Beobachtung an den dünnsten Schliffrändern mit starken Vergrösserungen — und Dünne des Präparates, sowie gut auflösende Linsen sind absolut nothwendige Requisite für das Studium der Porphyre — in weitaus den meisten Vorkommnissen von der Aggregatnatur des vorliegenden Felsites vollständig überzeugen. Man wird allerdings oft erst bei etwa 1000facher Vergrösserung mit einem guten Mikroskop die Begrenzung der Elemente als eine leistenförmige, körnige, schuppige, fadenförmige etc. erkennen und nicht selten erblickt man die Umrisse zumal der grösseren und dickeren Gemengtheile, wie durch einen Schleier, der bald von doppelbrechenden Substanzen, bald aber von andern Dingen herrührt. Nur in sehr seltenen Fällen wird es in der angegebenen Weise nicht gelingen, neben der wahrnehmbaren Doppelbrechung des homogenen oder heterogenen Gesammtaggregates sich zugleich von der „Individualisirung" oder besser gesagt der krystallinen Natur der einzelnen Theile zu überzeugen. Hält man an dem von Groth präcisirten Begriff eines Krystalls als eines Körpers fest, in welchem nach verschiedenen Richtungen die Elasticität verschieden ist, und folgert daraus, dass die äussere Begrenzung in keinem Falle ein wesentliches Moment ist, so folgt daraus, dass abgesehen von einer durch irgendwie mechanische Spannungsverhältnisse veranlassten Doppelbrechung, eine doppelbrechende Substanz zugleich eine krystalline oder individualisirte sein muss und dass demnach das Wort „unvollkommen individualisirt" entweder gar keinen Sinn hat oder doch höchstens den haben kann, dass die äussere Form nicht ganz oder gar nicht den inneren Gestaltungsgesetzen entsprechend ausgebildet ist. Von diesem Gesichtspunkte aus bezeichne ich alle diejenigen Theile des Felsits als krystallin, welche doppelbrechend sind, so lange nicht nachgewiesen werden kann, dass ihre Anisotropie die Folge irgendwie gearteter Spannungsverhältnisse ist, welche nicht in

Beziehung zur Molecularstructur derselben stehen. Und dabei nenne ich mikrokrystallin solche Theile der Porphyrgrundmasse, die sich als ein Aggregat mineralogisch-bestimmbarer Elemente herausstellen, während ich diejenigen Partien derselben, die sich nur als ein krystallines Aggregat schlechthin ohne weitere sichere Bestimmbarkeit der einzelnen Partikel erkennen lassen, als kryptokrystallin bezeichne.

Wenn die Doppelbrechung der Theilchen einer felsitischen Porphyrgrundmasse mit einer bestimmten Beschränkung als beweisend für ihre krystalline Natur angesehen werden muss, so darf man wohl kaum daraus den umgekehrten Schluss ziehen, dass Alles, was nicht als doppelbrechend erkannt werden kann, amorph oder structurlos sei. Die Doppelbrechung krystalliner Medien ist nicht selten eine so geringe, dass sie in sehr dünnen Schichten nicht mehr wahrnehmbar wird. Betrachtungen nach dieser Richtung hin und die Frage, ob gewisse Gemengtheile mancher Porphyrgrundmassen, denen man eine Art Structur, wie fasrig, körnig, schuppig etc. nicht absprechen kann, die aber eine erkennbare Einwirkung auf polarisirtes Licht nicht zeigen, als amorph oder krystallin anzusehen seien, drängen sich bei der mikroskopischen Untersuchung des Felsits oft auf.

Es unterliegt gar keinem Zweifel, dass in einer Unzahl von Porphyren neben den oben besprochenen mikro- oder kryptokrystallinen Aggregaten auch innigst als feine Häutchen, Streifen, Bänder und Flecken mit ihnen verwoben Partien einer durchaus structurlosen, zumeist auch farblosen und zwischen gekreuzten Nicols in jeder Lage dunkel bleibenden Substanz auftreten, welche entweder ganz absolut homogen oder auch von kleinsten Körnchen oder Härchen verschiedener Natur durchspickt sind. Solche Substanzen nennt man Glas oder glasige Basis, im ersten Falle ohne, im zweiten mit Entglasungsproducten. Die letzteren sind in weitaus den meisten Fällen undurchsichtig oder doch so schwach durchscheinend, überdies so winzig, dass ihre Natur als isotrope oder anisotrope Körper nur sehr selten festgestellt werden kann.

In andern, vielleicht noch zahlreicheren Vorkommnissen erscheint dagegen in derselben Weise mit den Elementen der mikro- oder kryptokrystallinen Aggregate verwoben, sehr häufig sie als ein hauchdünner Schleier in allen Richtungen überziehend und umschlingend, eine anscheinend isotrope Substanz, bald farblos, bald graulich, oft aber auch gelblich bis bräunlich, die von einem reinen

oder einem mit Entglasungsproducten durchspickten Glase sich dadurch unterscheidet, dass sie nicht absolut structurlos ist, sondern vielmehr in ihrer gesammten oder doch nahezu gesammten Ausdehnung aus allerkleinsten Fasern oder Schuppen, wohl auch aus winzigen Körnern oder Körnerhaufen zusammengesetzt ist. Diese Substanz, welche sich von den mikro- und kryptokrystallinen Aggregaten durch die mangelnde Einwirkung auf polarisirtes Licht, von dem eigentlichen Glase dagegen durch den Mangel der Structurlosigkeit und weit geringere Lichtdurchlässigkeit unterscheidet, bezeichne ich als Mikrofelsit.

Man wird aus dem Vorhergehenden erkannt haben, dass Mikrofelsit in der hier gegebenen Definition vielleicht ein Theil des Mikrofelsits im Sinne ZIRKEL's ist, während ein anderer Theil oder vielleicht sogar aller Mikrofelsit von ZIRKEL hier in die Kategorie der kryptokrystallinen Grundmassen fällt. Es braucht nicht hervorgehoben zu werden, dass die Erkennung des Mikrofelsits, da wo derselbe innig mit einem kryptokrystallinen Aggregat verwoben ist, ihre praktischen Schwierigkeiten haben kann. Die mikroskopische Diagnose will eben geübt sein, wie jede andere Kunst.

Die verschiedenen Verbindungsarten, unter denen die besprochenen Gemengtheile der mikroskopischen Porphyrgrundmasse zusammentreten, werden in dem folgenden Abschnitte über die Structurformen der Porphyre ihre Behandlung finden. Zu den aufgezählten Elementen gesellen sich in den meisten Fällen noch opake, meist unbestimmbare (VOGELSANG's Opacite) oder auch bräunliche und dann durchscheinende (Eisenoxyd und Eisenoxydhydrate, VOGELSANG's Ferrite), sowie grünliche (chloritische, delessitische, serpentinartige etc. Körper, VOGELSANG's Viridite) Körnchen, Härchen und Schüppchen.

Ehe ich mich nun zur Besprechung der Anschauungen VOGELSANG's über die Natur der Porphyrgrundmasse wende, welche in einigen Punkten von der hier dargelegten abweicht, bleibt noch zu bemerken, dass sowohl die glasige Basis wie der Mikrofelsit in den Porphyren nicht nur in untergeordneter Weise mit mikrokrystallinen oder kryptokrystallinen Aggregaten auf die eine oder die andere Art gemengt erscheint, sondern in zahlreichen Gesteinen fast ausschliesslich in wechselnder Menge neben den grösseren Einsprenglingen auftritt.

Die Auffassung VOGELSANG's von der Natur der Porphyrgrundmasse erwuchs auf dem Boden seiner krystallogenetischen Unter-

suchungen, aus denen er die Überzeugung gewann, dass der Krystallisationsact keineswegs in allen Fällen ein abrupter Übergang aus dem amorphflüssigen in den starren Zustand eines nach bestimmten molecularen Attractionsgesetzen aufgebauten Individuums sei, sondern einen verschiedenen Verlauf nehme, je nach dem Verhältniss, in welchem innerhalb der jeweiligen Materie die molecularen Attractionskräfte des krystallisirenden Körpers zu den molecularen Widerstandskräften des lösenden Mediums stehen. Sowohl experimentell, wie durch die Beobachtung an manchen Schlacken glaubte er mit Sicherheit nachweisen zu können, dass es gewisse primitivste Formen gebe, in denen ein krystallisirbarer Körper sich aus einem Widerstand leistenden Medium abscheiden könne, in denen man aber noch nicht Krystalle sehen dürfe. Er bezeichnete solche Gebilde (Globulite, Margarite, Longulite, Trichite) in ihrer Gesammtheit als Krystallite und unterscheidet nun in der Entwicklung der verschiedensten Gesteinsgrundmassen, soweit diese nicht absolut glasig sind, die folgenden Formen: die globulitische Körnung (in einer homogenen Glasmasse liegen mehr oder weniger zahlreiche einfachbrechende Körnchen, Punkte und Scheibchen); die trichitische Trübung (wobei die Trichite als Longulite und Margarite aufzufassen sind); die felsitische Entglasung, die mikrolithische und krystallinische Differenzirung. Die beiden zuerst genannten Entwicklungsformen sind nach der in diesem Buche angewandten Terminologie unter dem Begriffe der glasigen Basis zu subsumiren, die beiden letztgenannten stellen zwei verschiedene Modalitäten der krystallinen Grundmassen dar, von denen die krystallinische Differenzirung ziemlich genau einer hypidiomorphkörnigen, die mikrolithische einem Typus der panidiomorph-körnigen Grundmasse entsprechen würde. Die felsitische Entglasung ist durchaus äquivalent der hier als Mikrofelsit bezeichneten Ausbildungsform der Porphyrgrundmassen; sie wird als die häufigste Gestaltung der Porphyrbasis anerkannt und genau übereinstimmend mit der hier gegebenen Beschreibung wird hervorgehoben, dass sie den glasigen Habitus der Basis vollkommen vernichte und dieselbe als ein unauflösliches Gewirr von Körnchen, Fädchen, Fliederchen, Nädelchen u. s. w. erscheinen lassen. Wenn ferner von ihr ausgesagt wird, dass Übergänge in mikrokrystalline Structur vorkommen und dass der Mikrofelsit meistens eine diffuse Polarisationswirkung zeige, so sehen wir darin z. Th. eine Vermengung zwischen dem eigentlichen Mikrofelsit und einer kryptokrystallinen

Grundmasse. Dass Vogelsang nicht in gleicher Weise scharf zwischen diesen beiden Dingen unterschied, hat seinen Grund in der ungebührlichen Betonung der äusseren gesetzmässigen Gestaltung zur Fixirung des Krystallbegriffs. Aus zahlreichen Stellen seines überaus lehrreichen Aufsatzes geht mit Entschiedenheit hervor, dass er selbst nicht recht mit dieser Doppeleigenschaft des Mikrofelsits als eines bald polarisirenden, bald isotropen Körpers einverstanden war. Dass auch bei Vogelsang noch in weitgehender Weise secundär kryptokrystalline Massen und Mikrofelsit verwechselt werden, erkennt man deutlich daran, dass er noch geglaubt hat, Mikrofelsit an so basischen Gesteinen, wie die Basalte es sind, zu beobachten.

Theilweise scheint Vogelsang bereits die Ursache der öfteren Doppelbrechung des Mikrofelsits richtig in der Anordnung der kleinsten Einzelindividuen zu parallelen oder divergenten Aggregaten erkannt zu haben. Er ist der erste, welcher die selbständige Stellung des Mikrofelsits gegenüber dem Feldspath und Quarz erkannt hat; er sieht darin ein eigenes Silikat, welches er Felsit nennt, oder ein Gemenge dieses Silikates mit Glas oder Kieselsäure. Letztere wird z. Th. als wasserhaltig angesehen und wegen ihrer mangelhaften Bestimmbarkeit nicht etwa Quarz, sondern Kiesel genannt. Diese der Wahrheit jedenfalls sehr nahe kommende Auffassung hatte sich Vogelsang offenbar bei dem Studium des radialstruirten Mikrofelsit der sphärolithischen Porphyre gebildet.

Es ist auffallend, dass gerade die mikrofelsitischen Porphyre so ausserordentlich oft eine rostrothe bis braune Farbe haben. Laspeyres und Tschermak sehen darin die Folge der Zersetzung und Oxydation von Eisenoxydulsilicaten. Aber mit Recht macht Vogelsang darauf aufmerksam, dass man die gleiche Farbe mit noch grösserem Rechte bei älteren und basischeren Massengesteinen erwarten sollte, betont ihr Erscheinen auch bei den so nahe verwandten Lipariten, sowie ihre häufige Ausbildung in den Tuffen der Porphyre und Liparite, dagegen ihr gänzliches Fehlen bei den Gläsern (in den Meissener Pechsteinen ist die Färbung z. Th. durch Infiltrationen bedingt). Er glaubt daraus schliessen zu müssen, dass diese durch Eisenoxyd und Eisenoxydhydrate (seinen Ferrit) bedingte Färbung eine ursprüngliche sei. Denkt man sich den Mikrofelsit als ein stöchiometrisch gebautes Silikat von hoher Acidität, aber feldspathähnlichem Charakter, so musste bei seiner Krystallisation thatsächlich das Eisenoxyd ausgeschieden werden,

für welches in dem Molekül kein Platz war. Bei glasiger Erstarrung war ein Grund für diese Ausscheidung nicht gegeben.

Classification und Structur der Quarzporphyre.

Wenn die Quarzporphyre auch mit Recht als die palaeovulkanischen Ausbildungsformen granitischer Eruptivmagmen angesehen werden müssen, so begegnen wir in denselben doch nicht derselben Mannichfaltigkeit in der mineralogischen Zusammensetzung. Sie stellen, wie schon an früherer Stelle betont wurde, ein sehr reines Glied der Spaltungsreihe dieser Magmen dar; die farbigen Gemengtheile treten ausserordentlich in den Hintergrund und werden, wie bei dem Liparit, in den normalen Gliedern der Familie fast ausschliesslich durch Biotit in kleinen Mengen repräsentirt. Dem entspricht es, dass man niemals eine Gliederung innerhalb der Quarzporphyrfamilie nach dem Mineralbestande versucht hat. Vielmehr gehen ältere wie neuere Versuche nach dieser Richtung von der Ausbildungsform der Grundmasse aus.

Vogelsang, dem wir in den wesentlichen Punkten folgen werden, zerlegte die Quarzporphyre in Granophyre, Felsophyre und Vitrophyre, je nachdem ihre Grundmasse krystallin-körnig, felsitisch in seinem Sinne, oder glasig entwickelt ist. Zwischenformen, welche durch gleichzeitiges Auftreten zweier Ausbildungsarten entstehen, werden leicht durch Worte wie Felsogranophyr, Vitrofelsophyr u. s. w. bezeichnet. Der Umstand, dass die Umgrenzung des Mikrofelsits hier und bei Vogelsang eine etwas andere ist, und ein gewisser Dualismus in der Ausbildung der Quarzporphyre mit holokrystalliner Grundmasse bedingen einige Abweichungen von der Vogelsang'schen Systematik.

Zerfällt man zunächst die Gesammtheit aller Quarzporphyre in solche mit wesentlich holokrystalliner und solche mit wesentlich hypokrystalliner oder glasiger Grundmasse, so lässt sich die erstgenannte Abtheilung je nach der Verwebung der wesentlichen Grundmasse-Componenten Quarz und Orthoklas in mikrogranitische und granophyrische Quarzporphyre gliedern, während die zweite je nach der Ausbildungsform ihrer nicht oder doch nur mikrofelsitisch individualisirten Grundmasse in vitrophyrische und felsophyrische Quarzporphyre zerfallen. Statt der schleppenden Bezeichnungen mikrogranitische, granophyrische u. s. f. Quarzporphyre werde ich mich der Termini Mikrogranit, Granophyr, Felsophyr und Vitrophyr bedienen. Man muss

nur bei der Benutzung dieser Terminologie nie vergessen, dass ein Mikrogranit etc. nicht etwa ein vom Quarzporphyr verschiedenes Gestein, sondern lediglich ein Quarzporphyr mit einer bestimmten structurellen Ausbildung ist. Diese vier Hauptstructurtypen der Quarzporphyre sind durch die allmähligsten Übergänge an zahllosen Localitäten mit einander verbunden und man hat guten Grund zu hoffen, dass die ursächliche Verknüpfung zwischen der Entwicklung einer bestimmten dieser vier Hauptstructurtypen und den physikalischen Bedingungen, unter denen die Effusionsperiode des Gesteins verlief, sich dereinst präcis werde formuliren lassen.

Als **Mikrogranite** bezeichne ich diejenigen Quarzporphyre, deren Grundmasse im Wesentlichen ein richtungsloses panidiomorph- oder hypidiomorph-körniges Gemenge von Quarz und Orthoklas ist. Die mineralogische Zusammensetzung und Structur dieser Gesteine hat also die grösste Analogie mit derjenigen der Granitporphyre. Das sollte auch der Name ausdrücken, der demnach, worauf mich Herr Dr. Chelius brieflich aufmerksam machte, besser Mikrogranitporphyre gelautet hätte. Die weite Einbürgerung desselben verbietet wohl eine nachträgliche Änderung. — Trotz des allen Mikrograniten gemeinsamen, im Wesentlichen holokrystallinen Charakters ihrer Grundmasse ist dennoch eine grosse Mannichfaltigkeit nicht nur durch die sehr wechselnde Korngrösse der letzteren, die bis zum Kryptokrystallinen herabsinken kann, gegeben, sondern auch durch die Ausbildung der einzelnen Gemengtheile.

Ein sehr verbreiteter Typus ist derjenige, wobei der Feldspath der Grundmasse, zu dem sich gelegentlich einmal merkliche Quantitäten von Plagioklas gesellen, in idiomorphen Individuen ausgebildet erscheint. Diese liefern dann meistens kurz rectanguläre bis quadratische Durchschnitte und lassen auf P, M, y als gleichmässig herrschende Flächen schliessen; seltener sind die Schnitte deutlich leistenförmig und weisen auf P und M als stark vorwiegende Begrenzung. Der Quarz bildet dann entweder gewissermaassen das Cäment für die Feldspathkrystalle, oder aber er ist seinerseits in kleinen Dihexaëdern ausgebildet (Taf. III Fig. 2). In letzterem Falle ist in guten Präparaten und bei frischen Gesteinen recht oft zu beobachten, dass dieses anscheinend panidiomorph-körnige Feldspath-Quarz-Aggregat wie durchtränkt ist bald von einer farblos durchsichtigen Glasbasis, bald von trübem graugelblichen Mikrofelsit, bald von einer äusserst kryptokrystallinen Substanz. Diese Dinge erscheinen im Durchschnitt bei hinreichender Vergrösserung

als sehr dünne Häutchen, welche die einzelnen Gemengtheile trennen. In solchen Fällen gliedert sich die Gesteinsentwicklung während der Effusionsperiode eigentlich wieder in zwei Abschnitte: einen ersten, während dessen die zweite Generation von Feldspath und Quarz krystallisirte, einen zweiten, in welchem der letzte Rest des Gesteinsmagmas kryptokrystallin oder amorph erstarrte. Bei allen diesen Ausbildungsformen, für welche die Haller, Grimmaer, Colmnitzer, Tyroler (Monte Zaccon) Porphyre, sowie diejenigen der Gegend von Hohwald in den Vogesen, von Pontgibaud in der Auvergne, von Bredbad in Elfdalen u. v. a. Beispiele liefern, sinkt das Korn der zweiten Generation eigentlich nie ins Kryptomere herab; es wird im Gegentheil gelegentlich der kryptokrystalline, letzterstarrte Kitt zu einer dritten, mikrokrystallinen, aber dann stets und vielleicht nur allotriomorph-körnigen Feldspath-Quarz-Generation, die dann gern in bedeutenderen Mengen auftritt. — Es findet sich auch als letztes Erstarrungsproduct, und also als Kitt der Gemengtheile zweiter Generation ein granophyrisches Aggregat in geringen Mengen (Poppenberg a. H.), ja, es können selbst äusserst schmale sphärolithische Aureolen um die Quarzeinsprenglinge zur Entwicklung gelangen. — Seltener kommt es wohl vor, dass an einem Handstücke oder selbst in einem Schliff unregelmässig gegen einander abgegrenzte Stellen der Grundmasse verschiedene Arten der krystallinen Entwicklung, also z. B. mikrogranitische und granophyrische besitzen.

G. H. Williams beschrieb zuerst (L. J. B.-B. II. 607. Taf. XII Fig. 3 und 3a) in Quarzporphyren der Gegend von Triberg eine Structur, die er makroskopisch an Pikrit (Amer. Journ. 1886. XXXI. 30) als poikilitisch bezeichnet hat (vergl. oben S. 112). Haworth übertrug die Bezeichnung mit einer kleinen Abänderung zu mikropoikilitisch auf die Grundmasse gewisser holokrystalliner Quarzporphyre. In dem Journal of geology, Chicago 1893. I. 178 definirt dann Williams die mikropoikilitische Structur im Gegensatz zu mikrogranitisch und granophyrisch folgendermaassen: in the third place a single large crystal of one of the two constituents of the groundmass may be filled with much smaller, irregularly arranged grains or crystals of the other. Teall (British petrography. 343), Harker (l. c. Bala volcanic series. 1889. 22 und 23), Cross (Proceed. Cal. Acad. of Sc. 1888. II. 242), Brögger (Z. X. 1890. XVI. 46) und Iddings (XII. Annual Rep. U. S. geol. Survey. 1892. 589) beschreiben dieselbe Structur. Wo sie erscheint,

zerfällt die Grundmasse in Körner von rundlichen bis rundlich eckigen Umrissen, die nur selten unter 0,05 mm Durchmesser herabsinken und deren Umrisse in nicht ganz frischen Gesteinen gern durch Eisenoxydstaub markirt werden. Die Körner bestehen aus Feldspath und stecken voll von eirunden, schlauchförmigen, unregelmässig eckigen Quarzkörnchen, die, wie ihr Verhalten zwischen gekreuzten Nicols zeigt, ganz unregelmässig orientirt sind. Nicht allzu selten, zumal bei länglich schlauch- bis zapfenförmiger Gestalt, lässt sich eine roh radiale Anordnung derselben in dem Feldspath beobachten; ja, schon Williams wies auf ihre Analogie mit und auf Übergänge in Pseudosphärolithe hin. Diese Structur, welche zumal an den Gangporphyren der Triberger Gegend im Schwarzwald (Waldeck östlich Farnberg, Weg zwischen Höllthal und Farnberg u. s. w.), sowie auch am Quarzporphyr des Raubschlösschens bei Weinheim an der Bergstrasse zierlich ausgebildet ist, kommt in ziemlicher Verbreitung in Gangporphyren, recht selten in Deckenporphyren vor. Sie bildet gewissermaassen ein Bindeglied zwischen der mikrogranitischen und granophyrischen Structur, schliesst sich aber zunächst an die erste an.

Eine dritte Form der mikrogranitischen Quarzporphyre liegt dort vor, wo die Feldspathe der Grundmasse nicht in isometrischen Individuen, sondern in längeren leistenförmigen Krystallen entwickelt sind, wie das bei isländischen Lipariten als häufig vorkommend angeführt wurde. Solche mehr mikrolithische, als mikrogranitische Ausbildung scheint nur bei weniger sauren und den Porphyriten sich annähernden Vorkommnissen aufzutreten.

Die bei den Tiefengesteinen so verbreiteten älteren basischen Ausscheidungen kommen auch bei den Mikrograniten, wenngleich sehr selten vor; es sind bald auffallend glimmerreiche, bald stark plagioklasführende, rundliche oder eiförmige Massen von nicht eigentlich porphyrischer, sondern mehr panidiomorph-körniger Structur. Da der Quarz in diesen älteren Ausscheidungen stark zurücktritt, so machen sie oft den Eindruck sehr feinkörniger lamprophyrischer Einschlüsse.

Die Mikrogranite sind als eine eigenthümliche Gangformation sehr verbreitet in den Tiefengesteinen des Hochfeldmassivs im Unter-Elsass und ihrem Schiefermantel in der Umgebung von Hohwald, Rothau und St. Nabor, ebenso bei Gerardmer und Rochesson in Lothringen, im Schwarzwald, sowie im sächsischen Erzgebirge (Schalch, Sauer) bei Altenhayn, im Thüringer Walde (z. B. nach

Weiss zusammen in derselben Gangspalte mit quarzarmem Porphyr an der Gabel unfern der Marienhöhe bei Friedrichsroda), in der Auvergne (Pranal, Pontgibaud, Iroude). Der Auersberger Porphyr aus dem Harz ist ein Mikrogranit mit felsophyrischer Randfacies. — In Deckenform, also in seiner typischen geologischen Gestaltung, treffen wir den Mikrogranit am Donnersberge in der Pfalz, im unteren Nahethale (Münster a. St.), in Thüringen (Gegend von Friedrichsroda, Hohleborn und Asbach), in Sachsen* (Rochlitzer, Grimmaer, Buchheimer, Hohburger u. s. w. Porphyre), Schlesien (Waldenburg, Lomnitz). In der gewaltigen Quarzporphyrmasse des südlichen Tyrol, dem sogenannten Botzener Porphyr, sind Mikrogranite verbreitet (Monte Zaccon, Sarnthal, Karneid etc.); — ebenso am Südabhang der Alpen im Gebiete des Lago di Lugano und Lago Maggiore (Arona)**. — In Gängen und Lagern aus dem Untersilur der Gegend von Prag beschreibt Helmhacker, aus Devon von Bittadoon (North-Devonshire) bespricht Bonney Mikrogranite; Liebisch solche aus der mittelägyptischen Wüste, Howitt ein 1000′ mächtiges Lager in wahrscheinlich oberdevonischen Schichten von Snowy Bluff in North-Gippsland, Australien. — Unter den Elfdaler Quarzporphyren finden sich gleichfalls Mikrogranite***.

Eine eigene und selbständige Gruppe stellen die schwärzlichgrünen und dunkelgrünlichgrauen Pyroxenquarzporphyre der

* Die Porphyrdecke des Tharandter Waldes auf den Sectionen von Tharandt und Freiberg der sächsischen Karte besteht nach Sauer und Beck aus einer an Quarzeinsprenglingen reichen und einer daran armen oder freien Abart, mit welch letzterer der Spechtshauser Pechstein in naher Beziehung steht. Beide Porphyre treten auch als Gänge auf, von denen die des quarzreichen die jüngeren sind; bei grösserer Mächtigkeit nehmen die Gänge eine granitporphyrische Structur an. Der Tharandter Quarzporphyr ist mikrogranitisch. Der quarzarme oder quarzfreie (mit 71,3 % SiO_2 gegenüber 75,4 % SiO_2 des quarzreichen) ist auch holokrystallin, aber offenbar durch secundäre Vorgänge (vergl. unten S. 687 und 705). Quarzarmer und quarzreicher Porphyr gehen ineinander über und gehören demselben Erguss an. Die gangförmigen Zufuhrcanäle des jüngeren Porphyrs sind oft biotitreich, während das Deckengestein sehr biotitarm ist. Die Grundmasse derselben ist z. Th. granophyrisch.

** Chelussi beschreibt von Borgosesia am Lago d'Orta mikrogranitische Quarzporphyre, die unmittelbar an den Granit grenzen, mit zunehmender Entfernung von diesem dichter und endlich felsitisch werden. Gänge von sphärolithreichen Vitrophyren durchsetzen sie. Das erinnert auffallend an die Verhältnisse bei Lugano.

*** Bucca machte die Eruptivnatur gewisser von Lotti und Nessig zu den Mikrograniten gestellten Porphyre Elbas zweifelhaft, fand aber Widerspruch von mehreren Seiten.

Leipziger Gegend (Wurzen, Grimma, Taucha, Luptitz u. s. w.) dar, welche geologisch eng verknüpft sind mit den mineralogisch gleich zusammengesetzten Granitporphyren desselben Gebiets (S. 412). Ihr Plagioklas ist basischer als sonst und gehört zum Labrador, der Gehalt an Einsprenglingen, unter denen Biotit und Bronzit durchweg herrschen, ist bedeutend grösser, als bei normalem Quarzporphyr. Ihre Structur ist schön mikrogranitisch und stellenweise mikropoikilitisch. Trotz ihres Pyroxengehalts bilden sie nicht eine Parallelgruppe zu den Isländer Lipariten, sondern haben einen durchaus andern chemischen Charakter. Gesteine von genau gleicher Beschaffenheit sind von andern Orten nicht bekannt.

Granophyrische Quarzporphyre oder **Granophyre** nenne ich Quarzporphyre mit wesentlich holokrystalliner Grundmasse, in welcher aber die wesentlichen Gemengtheile derselben, Quarz und Orthoklas, nicht ein regellos gemengtes, sondern ein gesetzmässig gruppirtes Aggregat bilden. Die betonte Gesetzmässigkeit liegt darin, dass sich Quarz und Feldspath in der mannichfachsten Modalität durchdringen, so dass ihre Ausscheidung aus dem Eruptivmagma während der Effusionsperiode eine durchaus gleichzeitige gewesen sein muss. Ob und welche krystallonomische Beziehungen diese gegenseitige Durchdringung beherrschen, ist bisher nicht nachgewiesen worden. — Manche der wesentlichsten, hier als Granophyrstructur zusammengefassten Verwachsungsformen finden sich in der von Michel-Lévy als structure pegmatoïde bezeichneten Ausbildungsweise granitischer und porphyrischer Gesteine, während unsere mikrogranitische Structur sich ungefähr mit seiner structure granulitique deckt.

Um die Feldspathe und Quarze der älteren Generation, kaum je um Glimmer, Hornblende, Pyroxene, Erze, Apatite oder Zirkone, setzen sich die krystallinen Ausscheidungen jüngerer Generationen von Quarz und Feldspath in Form von Büscheln an, welche kleinere oder grössere Sectoren divergentstrahlig struirter Kugeln darstellen. Nach dem gleichen Gesetz aufgebaute, aber vollkommen ausgebildete Kugeln bilden oft zum grössten Theile die krystalline Grundmasse. Auf den ersten Blick ähneln diese Gebilde in hohem Grade den Sphärolithen mancher Gläser. Während aber diese vorherrschend wesentlich homogene Gebilde sind, erkennt man bei den granophyrischen Büscheln sehr oft schon im gewöhnlichen Lichte, dass die einzelnen Fasern oder Faserbündel nicht alle aus derselben Substanz bestehen, sondern z. Th. dem Feldspath, z. Th. dem Quarz

angehören. Dem ersteren werden die trüberen, dem letzteren die wasserhellen Fasern zugerechnet. Diese Heterogeneität giebt sich auch bei Behandlung solcher, als Pseudosphärolithe zu bezeichnenden Gebilde mit Flusssäure kund, welche die trüben Fasern weit rascher und heftiger angreift, als die wasserhellen, wie schon G. Williams 1883 nachwies. Bei den gröberfasrigen Pseudosphärolithen kann man sich auch durch die Untersuchung mit der Gypsplatte oft und sicher von dem verschiedenen optischen Charakter der einzelnen, hier als Quarz und Feldspath unterschiedenen, Fasern überzeugen. Endlich ergiebt sich der eigenthümliche Charakter dieser Pseudosphärolithe bei der Beobachtung derselben zwischen gekreuzten Nicols deutlich daraus, dass sie nicht die normale Interferenzfigur der gewöhnlichen Sphärolithe (cf. dieses Buch Bd. I. 3. Aufl. S. 69) zeigen, sondern bald mehr, bald weniger als vier dunkle Radialbalken, deren Neigung zu einander nun sehr verschieden sein kann. Denkt man sich ein radialstrahliges homogenes Aggregat, bei welchem jede Faser der andern äquivalent ist, so muss dasselbe ein dunkles Kreuz von vier Armen haben, die sich senkrecht schneiden, mögen die Elasticitätsaxen in den Fasern liegen wie sie wollen. Das Kreuz liegt parallel den Hauptschwingungsrichtungen der Nicols, wenn in den Fasern des Sphärolithen die Elasticitätsaxen parallel und senkrecht zu ihrer Längsaxe geordnet sind; das Kreuz muss dagegen um 10°, 20°, 45°, kurz um jeden beliebigen Winkel schief zu den Hauptschwingungsrichtungen der Nicols stehen, wenn die Elasticitätsaxen um 10°, 20°, 45° oder jeden andern Winkel gegen die Längsaxe derselben und die darauf Normale geneigt sind. Denkt man sich nun eine radialstrahlig struirte Kugel aus zwei stofflich verschiedenen Fasern oder Faserbündeln aufgebaut, von denen die einen die erst besprochene, die andern die zweite optische Orientirung haben, so muss der centrische Durchschnitt durch eine solche Kugel, wenn ein ganz regelmässiger Wechsel der beiden verschiedenen Faserbündel stattfindet, zwei unter einem bestimmten Winkel (= der Auslöschungsschiefe des zweiten Fasersystems) sich schneidende vierarmige Kreuze zwischen gekreuzten Nicols zeigen. Ist der Aufbau der radialstrahligen Aggregate ein weniger regelmässiger, so wird auch dadurch natürlich eine weniger regelmässige Interferenzfigur entstehen.

Neben diesen Pseudosphärolithen finden sich ebensowohl als büschelförmige Ansätze (aber nur um Feldspath), wie auch selbständig in der Grundmasse Sphärokrystalle von Feldspath, die

durch zunehmende Dimensionen der einzelnen Individuen zu knäuelförmigen Verwachsungen von Feldspathleisten hinüberführen. — Wo — und das ist kein seltener Fall — die normalen Sphärolithe der Felsophyre in den Granophyren auftreten, lassen sie sich oft mit grosser Sicherheit als jüngere Producte der Gesteinsverfestigung gegenüber allen granophyrischen Gebilden erkennen. — Es mag hervorgehoben werden, dass eine concentrisch-schalige Structur oder eine glattflächige Ablösung von der Gesteinsmasse, wie sie bei echten Sphärolithen wohl vorkommt, weder bei den Sphärokrystallen von Feldspath, noch bei den Pseudosphärolithen der Granophyre jemals beobachtet wurde.

Aber auch in andern als den beschriebenen Formen findet bei den Granophyren das Bestreben der Hauptgemengtheile nach durchgreifender, auch äusserlich krystalliner Entwicklung seinen Ausdruck. So findet man in den grösseren Quarzkrystallen Feldspathindividuen, in den Feldspathen Quarzindividuen derart eingewachsen, dass alle die einzelnen eingewachsenen Individuen der beiden Mineralien genau parallel zu einander orientirt sind, also sämmtlich in derselben Lage das Licht auslöschen. Man hat also eigentlich eine vielfache Durchdringung eines Feldspathkrystalls mit einem Quarzkrystalle; dass in dem einen Falle der Quarz, im andern der Feldspath zum Wirthe wurde, d. h. eine mehr continuirliche Entwicklung gewann, lässt sich leicht durch das raschere Wachsthum hier des Quarzes, dort des Feldspathes erklären. Diese Structurform entspricht der Durchdringung des Orthoklases mit Quarz in den Schriftgraniten.

Auch bei der feinkörnigen Grundmasse kehrt dieser Trieb nach gesetzmässiger Gestaltung und Anordnung wieder. Selbst da, wo ein scheinbar regelloses Korngewirr im gewöhnlichen Lichte beobachtet wird, erkennt man im polarisirten Licht, dass über das ganze Gesichtsfeld hin alle Feldspath- und alle Quarzkörnchen je zu einander parallel geordnet sind. An andern Orten aggregiren sich Fasern beider Mineralien zu unilateral- oder bilateral federförmigen Gestalten, oder aber sie bilden ein Netzwerk mit sehr stumpfrhombischen, auch stumpfdreiseitigen Maschen, die alle unter einander genau mit den Seiten parallel liegen. Die Fäden des Netzes bestehen aus Feldspath, die Maschen aus Quarz.

Ebenso wie bei Mikrograniten sich kleinere oder grössere Gesteinspartien mit granophyrischer Structur finden, so kommt auch bei typischen Granophyren gelegentlich ein mehr oder weniger ab-

rupter Übergang in mikrogranitische Structur vor. Auch zwischen granophyrischer und felsophyrischer Structur findet sich bald ein anscheinend regelloser Wechsel, bald lassen sich felsophyrische Theile in sonst normalen Granophyren als letztes Product der Gesteinsverfestigung erkennen. — Dass Granophyrstructur als randliche Facies bei Graniten, also eigentlichen Tiefengesteinen theils in dem Hauptgesteinskörper selbst, theils in Apophysen desselben vorkomme, wurde an früherer Stelle erwähnt. Die erste mikroskopische Beobachtung über Granophyrstructur in Graniten wurde wohl von Sorby am Mount Sorel-Amphibolgranitit gemacht. — In besonderer Schönheit beobachtete und beschrieb Lossen diese Granophyrfacies an mehreren turmalinführenden Gangapophysen, welche vom Nordostrande des Brockengranitits auslaufen. — Eine sehr deutliche Schilderung mancher Eigenthümlichkeiten solcher Granophyrfacies giebt auch Howitt gelegentlich seiner Beschreibung der oberpalaeozoischen Granite von Bairnsdale in Gippsland, Australien.

In der Form mächtiger Decken, also in typisch effusiver Gestaltung, wurde der Granophyr, ebenso wie die Gangform desselben, zuerst aus den Vogesen zwischen Andlau- und Ehnthal am Hochfelde im Unterelsass erkannt. Hier ist das Gestein in den mächtigsten Theilen der Decken rein granitisch, im Liegenden an der Grenze gegen den metamorphen Steiger Schiefer felsophyrisch entwickelt. Sehr analoge Verhältnisse fand Harada bei den altberühmten rothen Porphyren von Lugano, die er als deckenförmigen Granophyr mit centraler Granitit- und peripherischer Quarzporphyrfacies (i. e. Felsophyr)-Facies charakterisirt. Danach zeigt sich also im Grossen wie im Kleinen, dass der Granophyr eine in krystallographischem Sinne höher stehende Entwicklungsform der Quarzporphyre ist, als der Felsophyr und wollte man nach diesem Gesichtspunkte die verschiedenen petrographischen Ausbildungen eines granitisch-quarzporphyrischen Eruptivmagmas ordnen, so hätte man eine Reihe vom Granit durch Mikrogranit zu Granophyr, Felsophyr, und endlich Vitrophyr.

Nach Ramsay gehören die deckenartig auftretenden, eine glasige Grenzfacies zeigenden und von Tuffen begleiteten Quarzporphyre der Insel Hogland ebenfalls zu den Granophyren. Er stellt sie genetisch in Zusammenhang mit dem Rapakiwi, in welchem (S. 53) die Granophyrstructur so sehr verbreitet ist.

Gegenüber den sonst so allmähligen Übergängen von Granophyren in Mikrogranite und Felsophyre ist es zu betonen, dass

nach C. Schmidt bei dem Windgälle-Porphyr der Granophyr gegenüber dem Mikrogranit, trotzdem sie zu einer geologischen Einheit verbunden sind, eine gewisse Selbständigkeit hat, die sich auch chemisch durch seinen weit höheren SiO_2-Gehalt ausdrückt. Immerhin ist auch hier der Granophyr anscheinend eine peripherische Differentiationsform des Mikrogranit.

In Portugal sind Granophyre von seltener Schönheit in der Umgebung von Valverde und Odivellas unweit Beja in Alemtejo weit verbreitet.

Einen sehr merkwürdigen Granophyr beschreibt Mügge von dem Longido-Berge im Massai-Lande. Quarz und Feldspath bilden rundliche, nicht idiomorphe Einsprenglinge; der Quarz ist durch unbestimmbare, optisch unwirksame Einschlüsse für das blosse Auge blauschwarz, unter dem Mikroskope grauviolett bis grau gefärbt. Die Feldspathkörner werden von einem Orthoklas gebildet, der von verbogenen Lamellen von Oligoklas-Albit durchwachsen ist und von einem scharf getrennten Mantel desselben triklinen Feldspaths eingehüllt wird, in welchem besonders die granophyrische Durchwachsung mit Quarz stattfindet. Diallag, Hypersthen und Hornblende mit etwas Granat bilden in dem Gestein nesterartige Aggregate, welche möglicherweise aus den umgebenden Schiefern stammen, in denen diese Mineralien auftreten.

Liebisch fand Granophyr unter den von Schweinfurth vom Gebel-Om-el-Tenasseb in der mittelägyptischen Wüste mitgebrachten Gesteinen.

Dass wir in den Mikrograniten und Granophyren nicht die normale Structurform der Porphyr-Ergüsse sehen dürfen, ergiebt sich aus der Häufigkeit dieser Structur bei den Granitporphyren. Dabei soll unvergessen bleiben, dass sich im Allgemeinen die mikrogranitischen und granophyrischen Quarzporphyre von den gleichstruirten Granitporphyren unschwer durch das auffallende Zurücktreten des Glimmers, beziehungsweise aller farbigen Gemengtheile unterscheiden. Die Normalstructur der Porphyrergüsse ist die mikrofelsitische und vitrophyrische.

Die Gruppe der **Felsophyre** ist besser negativ als positiv zu charakterisiren. Sie würde diejenigen Quarzporphyre umfassen, deren Grundmasse im wesentlichen mikrofelsitisch ausgebildet ist. Nun aber sind anscheinend die mikrofelsitischen Grundmassen an und für sich gern mit kryptokrystallinen Aggregaten in mehr oder

weniger weitgehendem Maasse untermengt und werden überdies offenbar unter dem Einfluss der Atmosphärilien ausserordentlich leicht in äusserst feinkörnige Gemenge von Quarz und Feldspath zerlegt. Daher rührt es, dass rein mikrofelsitische Grundmassen wohl kaum vorkommen und dass die Erkennung und Nachweisung des Mikrofelsits in einem ursprünglichen Felsophyr recht schwierig werden kann. Wer sein Auge für die Auffindung und Bestimmung des Mikrofelsits einüben will, thut dieses am besten nicht bei den eigentlichen Felsophyren, sondern bei den Lipariten (S. 583), worauf ich, um Wiederholung zu vermeiden, für die Beschreibung des unveränderten Mikrofelsits verweise.

In Felsophyren und Felsolipariten ist kaum eine Structurform so allgemein verbreitet, wie die kuglige und die Häufigkeit und Mannichfaltigkeit der kugligen Gebilde in den Felsophyren verlangt eine eingehendere Schilderung. Es ist jedoch vorauszuschicken, dass mikrosphärische Structurformen in so weit unabhängig sind von der makroskopischen Kugelbildung, als die erstere sehr oft makroskopisch gar nicht zur Erscheinung gelangt und die letztere nur in einzelnen Fällen direct identisch mit ersterer ist. Sehr viele der sogenannten Kugelporphyre oder Pyromeride sind nicht einfache, sondern recht complexe sphärische Gebilde.

Stelzner beobachtete wohl zuerst — die älteren Untersuchungen Delesse's über globulare Structurformen beziehen sich fast ausschliesslich auf complexe Gebilde — in porphyrischen Gesteinen von dem Flusse Tscharisch, von Korgon und von den Renewski'schen Gruben am Altaï eine Reihe verschiedenartiger kugliger Gebilde, welche zu den häufigst wiederkehrenden gehören. Wenn nun auch die betreffenden Gesteine nicht Porphyre in dem von uns adoptirten Sinne Gustav Rose's, sondern wegen ihres Gehaltes an Plagioklas nach der hier gebrauchten Nomenclatur Quarzporphyrite sind, so möge seiner schönen Entdeckung doch gleich hier gedacht werden. Abgesehen von den weniger wesentlichen Momenten einer mehr oder weniger regelmässig sphärischen Form, eines fremden Centrums in Form opaker oder anderer Körner, welches bald da ist, bald fehlt, einer bald schärferen, bald weniger prägnanten Abgrenzung nach aussen durch eine Umhüllung opaker Pünktchen, hebt Stelzner besonders hervor, dass in gewissen Fällen diese kugligen Gebilde, echte Sphärolithe, aus radialstrahligen Nadel-Aggregaten bestehen, welche zwischen gekreuzten Nicols ein bei Drehung des Präparates unbewegliches schwarzes Kreuz zeigen, in

andern Fällen dagegen sich im polarisirten Lichte als aus einzelnen Körnern ohne radiale Structur aufgebaut erkennen lassen. Andere Gesteine, zumal die von den Renewski'schen Gruben zeigen radialstrahlige Gebilde von einer geringeren Regelmässigkeit der Ausbildung, welche nach der Beschreibung mir identisch zu sein scheinen mit den später von Michel-Lévy beschriebenen „étoilements" und den von mir als Pseudosphärolithe besprochenen Gebilden der Granophyre.

In demselben Jahre fand Cohen ganz analoge Verhältnisse bei den Porphyren des Odenwaldes; er weist auf die volle Unabhängigkeit der eigentlichen Sphärolithe mit radialstrahliger Anordnung und dadurch bedingtem Interferenzkreuz von einer äusserlich erkennbaren Kugelstructur hin und unterscheidet demnach strenge zwischen kugligen Porphyren und sphärolithischen. Die sphäroidischen Porphyre bestehen ganz oder theilweise aus concentrisch-schaligen und häufig gleichzeitig radialstrahligen Kugeln, welche kein Interferenzkreuz zeigen; sie können allerdings accessorisch echte Sphärolithe führen. In den echten Sphärolithen erblickt Cohen nach seinen damaligen Anschauungen radialstruirte Grundmasse, die Kugeln der sphäroidischen Porphyre dagegen bestehen aus regelmässig angeordneten individualisirten Bestandtheilen. Bei den Sphärolithen besteht das Centrum aus einer körnig entglasten Masse, die fasrige radiale Structur derselben ist wenig präcis, tritt erst durch interponirte Körnchen hervor und ihre Abgrenzung nach aussen ist verschwommen. Bei der kugligen Structur dagegen liegt oft ein Quarz- oder Feldspathkorn in der Mitte, fehlt aber auch wohl oder liegt excentrisch, die Structur der Kugeln ist schalig und nach aussen werden sie durch eine Lage dunkler Pünktchen abgeschlossen. — Ähnliche Erscheinungen beschreibt derselbe Forscher aus den Felsitporphyren der Lobombo-Berge im östlichen Südafrika.

Weniger exact sind die Beschreibungen sphärolithischer Structurformen in porphyrischen Gesteinen von Arran, welche Allport 1872 in der oben citirten Arbeit gab.

Auch für die sphärischen Gebilde der Porphyre verdanken wir wieder Vogelsang eine Fülle der prächtigsten Beobachtungen und eine Classification, die wir uns mit wenigen Modificationen werden zu eigen machen können. Ausgehend von dem Gesichtspunkte, dass das Wort Sphärolith einen lediglich morphologischen Begriff bezeichne, ein kugliges Gebilde von zwar meistens, aber nicht immer

radialstrahliger Structur, stellt VOGELSANG fest, dass die letztere nicht streng zugleich den Begriff vollkommen entwickelter Krystallnadeln involvire. Alle Sphärolithe verdanken ihre Entstehung dem allgemeinen Gesetze der radialen Anziehung oder kugligen Verdichtung. Die Globulite, als Primitivkörperchen der Krystalle, sind natürlich keine Sphärolithe. VOGELSANG meint nun aber, in der mikroskopischen Gesteinsdiagnose solle man den Begriff Globulit nicht so scharf fassen, sondern darunter alle diejenigen kleinen sphäroidischen Bestandtheile verstehen, welche durch ihre physikalischen Eigenschaften eine unvollkommene Individualisation andeuten und im Allgemeinen homogen erscheinen. Obgleich er zugiebt, dass der Unterschied von Sphärolithen mit radialer Structur und ohne eine solche sich vorwiegend geltend macht, so will er nicht darauf ausschliesslich die Classification begründen, sondern unterscheidet:

1) Cumulite; sie bestehen aus Globuliten, die zu einem rundlichen Aggregate zusammentreten, ohne dass Radialstructur entsteht; die Cumulite sind kuglig, brombeerförmig, auch ellipsoidisch oder flasrig, jedenfalls nicht physikalisch, oft auch nicht chemisch homogen. Ihr optisches Verhalten ist ein sehr verschiedenes.

2) Globosphärite entstehen, wenn Globulite sich radialstrahlig ordnen.

3) Belonosphärite sind radialstrahlige krystalline Aggregate, wie die Hornblende-Anorthit-Kugeln des Corsites.

4) Felsosphärite werden diejenigen Gebilde genannt, welche nicht mit Sicherheit einer oder der andern Art zugewiesen werden können und aus irgendwie struirtem Felsit im VOGELSANG'schen Sinne bestehen; sie sind bald radialstrahlig, bald concentrisch schalig, bald ohne eine deutlich hervortretende Structur.

5) Granosphärite bilden sich durch den Zusammentritt krystalliner Körner zu kugligen Aggregaten.

Dieser VOGELSANG'schen Eintheilung der sphärolithischen Gebilde möchte ich mich in so weit anschliessen, als ich die Bezeichnung Cumulite, Globosphärite und Granosphärite in demselben Sinne verwenden werde, wie er. Bei den Belonosphäriten unterscheide ich die aus mehreren deutlich unterscheidbaren Substanzen zusammengesetzten Gebilde als Pseudosphärolithe und bezeichne die in dieselbe Kategorie fallenden, aber homogenen Gebilde als Sphärokrystalle einer bestimmten Substanz, also Feldspath-Sphärokrystalle, Chlorit-Sphärokrystalle, Oligoklas-Sphärokrystalle u. s. f.

Alle übrigen, mehr oder weniger deutlich radial, gelegentlich zugleich concentrisch-schalig gebauten, durch das Auftreten eines rechtwinkligen Interferenzkreuzes zwischen gekreuzten Nicols charakterisirten sphärischen Gebilde, sollen als Felsosphärite oder Sphärolithe schlechthin unterschieden werden; eine weiter gehende Eintheilung dieser Sammelgruppen muss besser so lange unterbleiben, bis chemische Untersuchungen über dieselben in hinreichender Ausdehnung vorliegen. Diese Felsosphärite oder Sphärolithe schlechthin sind demnach eine Sammelgruppe, in welche z. Th. homogene Substanzen von noch nicht sicher erkanntem Charakter, wie etwa Mikrofelsit, z. Th. mechanische Gemenge dieser mit amorphen Substanzen hineinfallen. Die Entstehung und manche Einzelheit im Bau dieser Gebilde hat D. Gerhard sehr sinnreich in folgender Weise zu erklären versucht. Denkt man sich in einem der Erstarrung nahen Magma — und allenthalben sind diese Felsosphärite das letzte Krystallisationsproduct unmittelbar vor der glasigen Erstarrung — eine krystallisirbare Verbindung in Ausscheidung begriffen, so werden aus der unmittelbaren Umgebung der Krystallisationscentren die Moleküle nach diesen hineilen; eine vollständig parallele Anordnung ist durch den magmatischen Widerstand der erstarrenden Mutterlauge unmöglich gemacht. Durch die Festwerdung der dem Centrum zueilenden Moleküle wird um dieses ein substanzarmer Hof geschaffen; durch den Übergang der krystallisirbaren Moleküle in den starren Aggregatzustand wird Wärme frei und dadurch die Erstarrung der unmittelbaren Umgebung so weit verzögert, dass aus etwas weiterer Entfernung wieder krystallisirbare Moleküle herzueilen können u. s. f.

Michel-Lévy, der in mehreren seiner Arbeiten (man vergleiche ausser den oben genannten die Studie über die Variolite und einen Artikel Sur la nature des sphérolithes faisant partie intégrale des roches éruptives, C. R. 1882. XCIV. 464) den Sphärolithen seine Aufmerksamkeit zuwandte, unterscheidet sphérolithes feldspathiques (also Sphärokrystalle von Feldspath, wobei er die Gebilde in den Varioliten, nicht solche in Quarzporphyren im Auge hat), sphérolithes pétrosiliceux à croix noire (unsere Sphärolithe schlechthin oder Felsosphärite) und später zu besprechende sphérolithes pétrosiliceux à quartz globulaire. Nach seinen Beobachtungen zeigen die sehr kleinen, regelmässig gebauten, äusserst fein fasrigen Sphärolithe der tertiären Perlite und Liparite, der dyadischen Pechsteine und Felsophyre negativen Charakter der Fasern und grosse

Homogeneität; sie verhalten sich wie gepresste Glaskugeln und werden daher wesentlich für colloide oder glasige Substanzen gehalten, deren Birefringenz eine Spannungserscheinung wäre; er nennt sie an einer andern Stelle imprägnirt mit colloidalem Opal. Die grösseren, gröber fasrigen, oft auch mit concentrischen Wachsthumsringen versehenen Sphärolithe zeigten positiven Charakter der Doppelbrechung in den Fasern und wurden daher für Quarzsphärokrystalle gehalten. Der letzteren Annahme widersprechen entschieden die Analysen dieser Sphärolithe, die von den verschiedensten Seiten ausgeführt wurden. Der Unterschied im Charakter der Doppelbrechung ist thatsächlich vorhanden, wenn er sich auch nicht scharf in den angegebenen Grenzen hält. So fand ich die Fasern der Sphärolithe positiv in den Quarzporphyren von Wegscheid, vom Rauhfels, Lüspelkopf und Heisser Stein bei Gebweiler, vom Brandleite-Tunnel und Schreckkopf in Thüringen, in den Pechsteinen der Meissener Gegend (die Sphärolithe sind sehr klein und sehr homogen), im Pechstein von Fréjus, Var, in den Quarzporphyren von Wrekin in Wales, vom Leichtersberg im Odenwald. — Negativ sind sie in den Felsophyren vom Äpfelskopf im Odenwald, Braunsdorf bei Tharandt in Sachsen, Scharzfeld am Harz, Morcote bei Lugano, Brickdir bei Bangor, Chatham bei Quebec. — Im Felsophyr des Wendenkopfes im Odenwald sind die grossen Sphärolithe positiv, die kleinen negativ, ähnliches zeigen andere Porphyre. — Sphärolithe, deren Fasern theils positiv, theils negativ waren, führten die Felsophyre von Shilmoor und Corrieghills auf Arran, und von Grillenburg in Sachsen; das Gefüge dieser Sphärolithe ist ein so inniges, dass sie sich nicht als mechanisches Gemenge, als Pseudosphärolithe nachweisen liessen. — Ob und welche chemische Verschiedenheiten mit diesem wechselnden optischen Charakter verbunden sind, ist bis dahin nicht bekannt. Die bis heute vorliegenden Untersuchungen sprechen dafür, dass in den positiven Sphärolithen die Sphärokrystalle des Mikrofelsits zu sehen sind*.

Eine andere Form sphärischer Gebilde bei den Felsophyren, die sehr verbreitet ist, besteht darin, dass um die Quarzeinsprenglinge ein in verschiedenen Gesteinen verschieden, in demselben Gestein dagegen allenthalben ziemlich gleich breiter, etwas trüber

* Man vergleiche den Abschnitt über die Sphärolithbildungen in den Lipariten, wo sie sehr viel deutlicher und einer genauen Diagnose zugänglicher sind, auf S. 594 ff.

Mantel vorhanden ist (quartz auréolé der französischen Petrographen), welcher zugleich mit dem Quarzkrystall hell und dunkel wird. Diese Höfe bestehen nach Untersuchungen von Williams wesentlich aus Quarz, dem in geringer Menge, die Trübung bedingend, Feldspath oder vielleicht Mikrofelsit beigemengt ist. Man kann den Feldspath dieser Höfe mit Flusssäure wegätzen und sie dadurch klarer machen. Die Beimengungen von Feldspath (oder Mikrofelsit?) sind im Allgemeinen radial geordnet und bedingen dadurch eine sphärolithartige Structur in der Quarzaureole, welche sogar, wohl bei reichlicherem Gehalt an Feldspath bis zur Hervorbringung von schwachen und undeutlichen Interferenzkreuzen sich steigern kann. Diese Gebilde treten anscheinend auch selbständig in der Grundmasse auf und löschen dann natürlich, wie ein Quarzkrystall bei einer Drehung zwischen gekreuzten Nicols, viermal das Licht aus. Es sind die sphérolithes pétrosiliceux à quartz globulaire Michel-Lévy's. Wo die Quarzeinsprenglinge so dicht aneinander liegen, dass sich ihre Aureolen berühren, ist natürlich diejenige eines jeden Quarzkrystalls durch diesen optisch orientirt. Hat dann der Schnitt die Quarzkrystalle nicht mitgetroffen, so hat man die Erscheinung einer rundlichen Quarzmasse (quartz globulaire), die nach mehreren Sectoren verschieden auslöscht.

Die schon für das blosse Auge erkennbaren, oft über Faustgrösse erreichenden Kugeln der Pyromeride und Kugelporphyre sind verhältnissmässig selten einem der einfachen, hier besprochenen Typen zuzuweisen, so bei einigen Vorkommnissen der Gegend von Fréjus, der Insel Arran und besonders auch der Umgebung von Friedrichsroda in Thüringen. Die letzteren beschrieb E. Weiss, welcher die wesentliche Identität dieser Kugeln und der Sphärolithe richtig erkannte, auch den Aufbau mancher derselben aus Quarz und Feldspath, sowie die mechanische Einhüllung älterer Quarz- und Feldspatheinsprenglinge in dem wachsenden Sphärolith richtig darstellte. Er weist darauf hin, dass man massive und hohle Sphärolithe unterscheiden könne, was auch Delesse in seinem bekannten Werke über die kugligen Gebilde der Gesteine bereits gethan hatte, und erklärt die hohlen Sphärolithe dadurch, dass sie um eine Gasblase angeschossen seien, wie andere sich an einen Krystall ansetzen. Das häufige Auftreten solcher hohler Sphärolithe von geringen Dimensionen kann dem Gestein eine anscheinend mandelsteinartige Structur verleihen, wobei jedoch die scheinbaren Mandeln in Wirklichkeit sehr dünnwandige hohle Sphärolithe sind.

Auch die Verwandtschaft dieser hohlen Sphärolithe mit Lithophysen (gekammerten Sphärolithen) entging ihm nicht.

Als Typen der complexen kugligen Gebilde in Quarzporphyren können die bekannten Vorkommnisse vom Rauhfels im Tiefenbacher Thal bei Wuenheim im Oberelsass und der corsicanische Kugelporphyr dienen. Bei beiden Gesteinen bestehen die erbsen- bis faustgrossen Kugeln schon für das blosse Auge oder die Loupe aus radial geordneten, sphärolithischen Gebilden von meistens eiförmiger Gestalt (Axiolithe ZIRKEL's), deren lange Axe im Radius der grossen Kugel liegt, und wechselnden Mengen eines Kittes. Sowohl die sphärischen Gebilde (Felsosphärite, Granosphärite, Pseudosphärolithe), wie der Kitt (kryptokrystalline Aggregate, Mikrofelsit, Quarz u. s. w.) zeigen eine solche Mannichfaltigkeit der Ausbildung, dass von einer Beschreibung derselben abgesehen werden muss. Die Erscheinungen compliciren sich hier oft noch durch eine ausgesprochen perlitische Absonderung, die aus einem ursprünglich vitrophyrischen Zustande übernommen und erhalten wurde, und durch Neubildungen auf den perlitischen Sprüngen, die bald Quarz, bald Chalcedon, bald ein sehr feinblättriger heller Glimmer (Sericit) sind. Bei dem Wuenheimer Gestein gesellen sich überdies anscheinend dynamometamorphe Phänomene hinzu, die auch in einer reichlichen Sericitbildung innerhalb der Grundmasse ihren Ausdruck finden. — Ob der verhältnissmässig lockere Verband dieser Kugeln mit der Gesteinsmasse, der besonders bei den umfangreicheren Kugeln ein leichtes Herausfallen bedingt, vielleicht ein Schrumpfungsphänomen oder erst die Folge von Verwitterungsprocessen sei, ist schwer zu entscheiden. Die dunklen, aus Metalloxyden (Limonit, Magnetit, Eisenglanz, Pyrolusit) bestehenden Häute solcher losen Kugeln möchte ich für secundär halten.

Die bei den Felsophyren ausserordentlich verbreitete Fluidalstructur ist die Folge von und der Ausdruck für die fliessende Bewegung des in Erstarrung begriffenen Gesteins. In welcher Weise dieselbe ordnend und zerbrechend auf die bereits vorhandenen Einsprenglinge wirkte, wurde bereits angegeben. Innerhalb der Grundmasse kommt diese Fluidalstructur auf sehr mannichfache Weise zur Erscheinung. Bald zieht sich dieselbe in Form flach gewundener Bänder um die Einsprenglinge, bald ordnen sich die krystallitischen Ausscheidungen innerhalb der Grundmasse in parallele Reihen oder sie gruppiren sich zu abwechselnd dichter gedrängten und dünner gesäeten Streifen, bald scheinen in kaum merklichen

Farbenschattirungen nur wechselnde Dichtigkeiten im Gestein sich auszuprägen, bald alterniren mehr kryptokrystallin entwickelte mit mehr mikrofelsitischen Striemen. Gegenüber einer später zu besprechenden Gruppe von Erscheinungen ist es hervorzuheben, dass erfahrungsgemäss die durch Fluctuation des Magmas bedingten Spannungen und Zerrungen nicht ausreichen, um in den Einsprenglingen etwa randliche oder gar vollständige Kataklase, oder auch nur optische Deformationen (undulöse Auslöschungen) hervorzubringen. Ein weiteres Distinctiv der Fluidalstructur gegenüber andern (mechanischen) Parallelstructuren ist die Häufigkeit von Stauungen, Biegungen und Knickungen der Fluidalstreifen, welche in der Zähflüssigkeit eines sauren Eruptivmagmas und in dessen inneren Stauchungen ihre Begründung finden.

Die Fluidalstructur combinirt sich nicht selten mit der sphärolithischen derart, dass eine Grundmasse im gewöhnlichen Lichte nur fluidal, zwischen gekreuzten Nicols nur sphärolithisch erscheint, wobei die Fasern der Sphärolithe durch die Fluidalphänomene oft abgelenkt, verschoben und verworfen sind. Das beweist, dass die Ausscheidung der Sphärolithe erst in dem noch zäh viscosen Gesteinsteig stattfand. Dieselbe Beobachtung machte Mügge an dem Felsokeratophyr von Zeche Kupferberg bei Wipperfürth (Westfalen), Lossen am Keratophyr von Pasel an der Lenne, Whitman Cross am Liparit von Silvercliff und Rosita Hills in Colorado, Harker am Porphyr von Caernarvonshire.

Mandelsteinstructur ist nicht so allgemein verbreitet, wie man bei einem Ergussgestein annehmen möchte: sie scheint überhaupt mit Vorliebe bei basischeren Gesteinsmagmen zur Ausbildung zu gelangen. Cohen beschreibt Porphyr-Mandelsteine vom Taba Szamboko im östlichen Südafrika, deren Mandeln in einigen Varietäten mit Achat, in andern mit oft radialstruirtem Delessit ausgefüllt sind. — v. Lasaulx fand, dass im Quarzporphyr von Rathen bei Wünschelburg in Schlesien die Mandeln zum Theil von Calcit, zum Theil von einem Gemenge von Granat und Calcit erfüllt waren; dabei erwies sich der Calcit zum Theil pseudomorph nach Granat. Diese Granatfüllung ist sehr auffallend. Neben Kieselsäuremineralien pflegt besonders Eisenglanz häufig aufzutreten. — Eine feindrusige Structur, wie sie die nahe verwandten Liparite so häufig besitzen, kommt auch bei Quarzporphyren öfters vor. Kalkowsky beobachtete sie an manchen sächsischen Porphyren und konnte sie auch durch eine Imbibition mit Fuchsinlösung nachweisen.

Das sind die Structurzustände in einem frischen und unveränderten mikrofelsitischen Quarzporphyr, der dann von einem ebensolchen Liparit nicht unterscheidbar wäre. Die bei den Lipariten betonte ausserordentliche Neigung der Mikrofelsitsubstanz zu einem molekularen Zerfall in Feldspath und Quarz hat nun aber in den so hochalten Felsophyren zu durchgreifenden stofflichen und structurellen Änderungen geführt. Man kann in alten Felsophyrgebieten mit leichter Mühe Beispiele für die zu beschreibenden Veränderungen finden und es ist daher von der Angabe bestimmter Localitäten meistens abgesehen worden.

In manchen Fällen erkennt man in gewöhnlichem Lichte und bei schwacher Vergrösserung die rundlichen, sofort an die Sphärolithe der Liparite erinnernden, trüben Gebilde in denselben Dimensionen, in demselben Verbande mit der Gesteinsmasse und mit der gleichen radialen Anordnung ferritischer Pigmente. Liegen sie verhältnissmässig isolirt, so zeigt das Gestein zugleich fast immer die oben und bei den Lipariten beschriebenen Phänomene der fluidalen und durchflochtenen Structur. Bei hinreichender Vergrösserung aber und zwischen gekreuzten Nicols erkennt man, dass die trüben rundlichen Gebilde mit den Eigenthümlichkeiten der Sphärolithe in Wirklichkeit Feldspathkörner sind, die trotz der radialen Anordnung des Pigments ein Individuum darstellen, das allerdings in mannichfacher Weise mit Quarz durchwachsen ist. — Die sphärolithfreien, durch die Vertheilung des Pigments fluidale Structur zeigenden Stellen zerfallen in ein bald deutlich erkennbares, allotriomorphkörniges Gemenge von Quarz und Feldspath, bald in ein kryptomeres Aggregat, dessen Einzelindividuen auch bei stärkster Vergrösserung nicht mehr erkennbar sind. Die Vertheilung und Anordnung dieser groben und kryptomeren Aggregate steht in keinerlei Beziehung zu den, in gewöhnlichem Lichte deutlich erkennbaren, Stauchungen, Biegungen und Knickungen der Fluidalstructur. Wo man die gegenseitige Begrenzung von Quarz und Feldspath zu erkennen vermag, ist diese durchaus unregelmässig und so, wie sie nicht wohl werden könnte bei einer Krystallisation aus Lösung, sondern so, wie sie werden müsste bei molekularer Umlagerung im starren Gestein. — In andern Fällen sind auch die auf ursprüngliche Sphärolithe hinweisenden rundlichen Flecke nicht in ein mit Quarzkörnchen und Stengeln durchwachsenes Feldspathindividuum umgewandelt, sondern in dieselben allotriomorphkörnigen Aggregate, wie der Rest der Gesteinsmasse und, wo

diese Aggregate grobkörnig genug geworden sind, sieht man, dass an einem und demselben secundären Feldspathkorn oft mehrere Sphärolithsectoren, jeder mit seiner Anordnung, der limonitischen Pigmente participiren.

In wieder andern Fällen wechseln in solchen Porphyren lagenartig und streifig gröber körnige und sehr feinkörnige bis kryptokrystalline, immer allotriomorphkörnige Feldspath-Quarz-Aggregate in parallelem Wechsel oder in durchflochtener Verwebung ganz ähnlich, wie die mikrofelsitischen und glasigen Lagen im Liparit und man beobachtet, dass damit auch hier oft ein verschiedener Gehalt an ferritischen Gebilden verbunden ist. Ja, man erkennt ganz deutlich die alte Trichitgestalt noch wieder an der Form dieser ferritischen Pigmentmassen.

In solchen Quarzporphyren ist ferner eine eigenthümliche Flaserstructur recht verbreitet, wobei dem eben beschriebenen normalen Gesteinsgewebe gestreckte, linsenförmige Flatschen eines recht grobkörnigen Quarzaggregates derart der Fluidalrichtung entsprechend eingeschaltet sind, dass die Quarzindividuen allseitig von dem Gestein aus centripetal mit ihren Spitzen convergiren, wie die Krystalle einer Druse. Diese, boutonnières d. h. Knopflöcher von den französischen Petrographen genannten, Linsen werden oft auch ganz flächenartig schmal und äusserst langgestreckt und grenzen sich wohl auch durch einen schmalen Saum von Chalcedon gegen das Gestein ab, während die Anordnung der Quarzindividuen die gleiche ist. Sie verzahnen sich in der Mitte der flachen Linsen kammartig ineinander. Die Erscheinung ist nur erklärlich, wenn man annimmt, dass eine Ausfüllung von langgestreckten Drusen und flächenähnlichen Discontinuitäten des Gesteinskörpers vorliegt, wie sie bei den Lipariten so verbreitet und gern die Träger der Tridymittäfelchen sind.

Endlich lassen manche dieser Quarzporphyre theils in der Anordnung der Gemengtheile, theils in zierlichen Arabesken andersartiger Substanzen (z. B. Muscovit) die Spuren und Folgen eine so hervorragend perlitischen Absonderung erkennen, dass sie von manchen Petrographen, zumal Englands, geradezu Perlite genannt worden sind (Wrekin u. a. O. in Wales, Arran u. s w.).

Alle diese Thatsachen weisen mit zwingender Überredung darauf hin, dass solche Gesteine trotz des holokrystallinen Charakters ihrer Grundmasse nicht zu den Mikrograniten gerechnet werden dürfen. Evidente Fluidalphänomene sind bei einem in mehr oder

weniger isometrischen Individuen auskrystallisirenden Eruptivmagma nicht wohl möglich; sie fehlen daher auch den echten Mikrograniten und Granophyren vollständig. — Perlitische Absonderung ist erfahrungsgemäss bei holokrystallin entwickeltem Eruptivmagma nie vorhanden; sphärische und zumal radialsphärische Gestaltung ist die vollendetste und wie es scheint, die normale Entwicklung des Mikrofelsits. Alle die mannichfachen kugligen Gebilde, an denen die sauren Ergussgesteine so reich sind, finden sich hauptsächlich in den mikrofelsitischen Structurtypen derselben oder in ihren Gläsern, zumal dort, wo sie aufhören, Gläser zu sein.

Man geht daher gewiss nicht fehl, wenn man in diesen Quarzporphyren mit allotriomorph-körniger, selten grob-, meistens äusserst feinkörniger Grundmasse secundär veränderte Felsophyre und Vitrophyre sieht. Für die Richtigkeit dieser Deutung sprechen gewichtig noch zwei weitere Thatsachen: Das Auftreten derselben als randliche Facies an Mikrograniten und Granophyren und das Vorkommen von Mandelsteinstructuren bei ihnen, während sie den primär holokrystallinen Quarzporphyren fehlt. Die Mandelsteinstructur hat die Anwesenheit wenn auch geringer Quantitäten ursprünglich amorph erstarrter Mutterlaugenreste zur Voraussetzung.

Ob nun einem derartig secundär holokrystallinen Quarzporphyr ursprünglich ein Felsophyr oder ein Vitrophyr zu Grunde lag, ist nicht immer mit Sicherheit zu erkennen. Deutliche Reste von perlitischer Absonderung sprechen für ursprüngliche Vitrophyre.

Die Felsophyre bilden die Hauptmasse der Quarzporphyre; sie treten ebensowohl in Gängen und Kuppen, wie in Decken auf. Von den in weiteren Kreisen bekannten Gesteinen seien die Porphyre aus dem Übergangsgebirge von Seewen und Wegscheid im Dolleren-Thale, diejenigen aus dem Rothliegenden von Gebweiler (Felselen, Lüspelkopf) und des unteren Breuschthales im Elsass, die Schwarzwälder Porphyre des Münsterthales und zum grossen Theil die Decken im Rothliegenden des nördlichen Schwarzwaldes zwischen Murg und Kinzig, die von Cohen eingehend bearbeiteten Vorkommnisse des südlichen Odenwaldes zwischen Heidelberg und Weinheim und die von Chelius beschriebenen Kuppen zwischen Klein-Umbstadt und Wiebelsbach-Heubach im nördlichen Odenwald genannt. Aus dem Nahegebiet gehört hierher ein Quarzporphyr vom Leichberge bei Guidesweiler unfern St. Wendel. Reich an sphärolithischen Gebilden sind die Harzer Porphyre aus der Gegend von Herzberg, Scharzfeld und Lauterberg (Grosses Lutterthal, Lonauer Hammer-

hütte, Ravenskopf). Sehr verbreitet sind die Felsophyre in dem Carbon und der Dyas Sachsens (Grillenburg, Kohren, Mohorn, Dobritz, Hänichen, Wenkau, Reichersdorf, Augustusburg) und Thüringens (Ehrenberg, Untersberg, Herges, Inselberg, Schmalkalden, Brandleite, Tambach). — Auch unter den carbonischen Quarzporphyren der Gegend von Halle a. S. und in der gewaltigen Decke des südlichen Tyrol sind Felsophyre zahlreich entwickelt. — Felsophyre von hohem geologischen Alter (cambrisch) beschrieben englische Petrographen aus dem Fürstenthum Wales zum Theil unter dem Namen Rhyolithe. Holst und Szadeczky beschrieben Gesteine von rhyolithischem Habitus von dem Ostufer des Sees Mien bei Karlshamn in Småland, welche sehr reich an Einschlüssen durchbrochener Gesteine sind. Die Beschreibungen erinnern lebhaft an die altpalaeozoischen rhyolites von Wales in England.

Die Kenntniss der französischen Quarzporphyre ist uns besonders durch die Untersuchungen von Michel-Lévy erschlossen. Ausgehend von der Anschauung, dass die Structur der Gesteine wesentlich eine Function ihres geologischen Alters sei, gruppirt er die porphyrischen Gesteine in porphyres anthracifères, porphyres houillers, porphyres permiens und porphyres triasiques. Bei dieser Eintheilung ist auf die jederzeit und gewiss mit Recht in Deutschland betonte mineralogische Zusammensetzung wenig Rücksicht genommen, denn in diese Abtheilungen werden auch schwarze Porphyre, die unseren Porphyriten im Sinne von G. Rose und Melaphyren entsprechen würden, subsumirt. Was aus den porphyres anthracifères (also einer geologischen Kategorie), deren Alter von Gruner in der Loire als unmittelbar vorcarbonisch bestimmt wurde, zum Quarzporphyr in unserem Sinne gehört, sind vielleicht gewisse Mikrogranulite und Mikropegmatite, d. h. in unserem Sinne Mikrogranite und Granophyre, soweit sie nicht zu den Granitporphyren gehören. In den Kohleporphyren begegnen wir als Repräsentanten eigentlicher Quarzporphyre theils granophyrischen, theils felsophyrischen Structurformen, zumal solchen, welche sich durch Reichthum an sphärolithischen Gebilden auszeichnen. Eine entschiedene Herrschaft erreichen die Felsophyre in der Abtheilung der permischen Porphyre; es wären wesentlich weissliche Quarzporphyre, die eurites quartzifères genannt werden, und sich durch eine erdige Grundmasse charakterisiren. Unter den älteren Ausscheidungen wird neben Quarz, Orthoklas und Plagioklas auch Cordierit (Pinit) genannt; ihre theils als magma cristallisé, theils als amorphe Paste

ausgebildete Grundmasse zeigt Fluidalphänomene. Eine amorphe Basis fehlt nie, auch sphärolithische Gebilde treten auf und Chalcedon erscheint in Schnüren, Adern und sphärischen Aggregaten. Die letzte Gruppe der triadischen Porphyre umfasst alle diejenigen Quarzporphyre, welche unmittelbar unter dem grès bigarré liegen, sowie die mit ihnen verknüpften Pyromeride und Pechsteine. Sie zeigen alle Erscheinungen der permischen Porphyre in höchster Entwicklung und haben oft eine nicht nur amorphe, sondern echt glasige Grundmasse. Die Beispiele der verschiedenen Typen sind wesentlich dem Dép. du Var und dem Morvan entnommen. — Um verständlich zu machen, was Michel-Lévy unter amorpher und glasiger Grundmasse versteht, muss bemerkt werden, dass er alle nicht deutlich holokrystallinen Gesteins-Grundmassen unterscheidet in: 1) pâte entièrement amorphe mit bald fluidaler Structur, bald perlitischer Absonderung und 2) magma sémicristallin. Dieses hat entweder eine krystallitische Structur, d. h. es ist wie die pâte entièrement amorphe eine Glasbasis, aber mit reichlichen krystallitischen Ausscheidungen, oder die Structur des magma sémicristallin ist mikrolithisch und dasselbe ist ein Glas mit zahlreichen Mikrolithen oder endlich die Ausbildung des magma sémicristallin ist sphärolithisch, mit Petrosilex und von Kieselsäure imprägnirten Kügelchen in der pâte amorphe. Unter Petrosilex hat man sich dabei ein kryptokrystallines Aggregat zu denken, dessen chemische Zusammensetzung auf ein Gemenge von Alkalifeldspath und freiem Quarz hinweist. Die letzte Ausbildungsform des magma sémicristallin würde also im Wesentlichen einer aus Mikrofelsit und kryptokrystallinen Aggregaten gemengten felsophyrischen Grundmasse entsprechen. — In ihrem schönen Werke Minéralogie micrographique haben Fouqué und Michel-Lévy ein System der Eruptivgesteine auf Grund ihrer mineralogischen Zusammensetzung und Structur, sowie ihres Alters aufgestellt. In diesem entsprechen die porphyres à quartz globulaire und die porphyres pétrosiliceux im Allgemeinen unseren Felsophyren.

Als **Vitrophyre** sind hier alle diejenigen Quarzporphyre zusammengefasst, deren Grundmasse wesentlich eine reine Glasbasis mit oder ohne Entglasungsproducte und mikrolithische Ausscheidungen darstellt. Dieselben haben meistens dunkle, selten rothbraune oder grünliche* Farben, ihre Grundmassen besitzen

* Die grünen Farben gehören dem Glase als solchem an; die schwarzen und braunen rühren von Erzpartikeln her, die sich in schwarzen Gesteinen oft

fettigen Glanz und zeichnen sich durch hohen Wassergehalt aus. Es ist sehr auffallend, dass den Quarzporphyren die Obsidianglasform ganz fehlt, die bei den Lipariten so verbreitet ist. Die Bimssteinform war wohl vorhanden, wie uns die Quarzporphyrtuffe zeigen.

Die Menge der Einsprenglinge schwankt sehr; solange diese für das Auge deutlich erkennbar und in nicht zu geringer Menge vorhanden sind, heissen sie Pechsteinporphyre. Wo die Einsprenglinge bei makroskopischer Betrachtung fehlten, nannte man die Gesteine Pechsteine. Mikroskopisch fehlen die älteren Ausscheidungen kaum je. Pechsteine und Pechsteinporphyre verhalten sich demnach analog wie Felsitfels und Quarzporphyr. Hier sind beide, durch keine wesentliche Eigenschaft unterschiedene, Gruppen zusammengefasst. Die Vorkommnisse dieser vitrophyren Gesteine sind nicht eben zahlreich; man kennt gang- und deckenförmige Repräsentanten in der Quarzporphyrformation Sachsens, des südöstlichen Tyrols, von Lugano, vom Dép. du Var und von der Insel Arran, wenn die letzteren nicht tertiär sind, wie die englischen Geologen in ihrer Mehrzahl angeben.

Den tiefsteingreifenden Unterschied der typischen Vitrophyre gegenüber allen andern Porphyren kann man dahin formuliren, dass ihnen die Mineralbildungen zweiter Generation mehr oder weniger vollständig fehlen, und dass bei vielen derselben auch die erste Generation nur in mässiger bis geringer Entwicklung auftritt. Das erstbetonte Moment lässt auf sehr rasche Abkühlung nach der Eruption schliessen, eine Annahme, zu welcher auch der hohe und sicher primäre Wassergehalt der Glasbasis hindrängt. Sehr wahrscheinlich stehen damit in Zusammenhang gewisse Eigenthümlichkeiten in der Natur der Einsprenglinge. Darunter mögen hervorgehoben werden das gelegentliche Auftreten des Olivins (Auer und Castelrutt im Botzener Porphyr, Lugano-Gebiet, Planitz), eines sehr auffallenden Gastes in so sauren Gesteinen; — die entschiedene Herrschaft eines lebhaft grün gefärbten Augits unter den eisenhaltigen Einsprenglingen; er allein findet sich in allen Vitrophyren, während Hornblende (stets tiefbraun) und Biotit weit seltener und jedenfalls nicht constant vorhanden sind; — die weite, wenn auch nicht allgemeine Verbreitung des Bronzits (Auer an der

zu Körnchen und Trichiten ballen oder streifenweise zu grösseren Körnern vereinen, wodurch dann solche Streifen heller erscheinen, als die mit fein vertheilten Erzpartikelchen durchsäeten Gesteinsmassen.

Etsch, Arran, Queckhain in Sachsen); — der Sanidinhabitus des Kalifeldspaths; — endlich der oft auffallend basische Charakter der Plagioklaseinsprenglinge (Südtyrol, Lugano) und die grössere Häufigkeit von Glaseinschlüssen in allen Einsprenglingen. Man möchte vermuthen, dass dieser Bestand an Einsprenglingen bei normaler Entwicklung des Gesteins mit dem Entweichen des Wassers während der Krystallisation der Grundmasse durch magmatische Resorption und Neubildung anderer Mineralien sich wesentlich geändert haben würde.

Die Grundmasse der Vitrophyre ist allenthalben im Wesentlichen eine glasige Basis; jedoch zeigt sich in mehreren bekannten Vorkommnissen diese Glasbasis mehr oder weniger durchwoben mit Mikrofelsit, der nach der ganzen Art seines Verbandes mit der Glasbasis nur als eine der Effusionsperiode des Gesteins angehörige primäre Bildung angesehen werden kann. Ausserdem begegnet man nicht allzuselten kryptokrystallinen Aggregaten, von denen es schwer zu entscheiden ist, ob ihre Entstehung der Ergussperiode oder der metasomatischen Periode der Gesteinsgeschichte zugeschrieben werden muss. Die Einzelheiten im Aufbau dieser Grundmasse sind so mannichfach, dass sich nicht wohl ein allgemein zutreffendes Bild entwerfen lässt. Die Wichtigkeit des Gegenstandes für die Entwicklung eruptiver Gesteinsmagmen möge eine gewisse Breite in der Schilderung der Verhältnisse entschuldigen.

Die bekannten Pechsteine aus der Umgebung von Meissen bestehen, von den Einsprenglingen abgesehen, aus einem farblosen Glase, in welchem in verhältnissmässig spärlicher Menge kleine schwarze Körnchen, bald einzeln, bald reihenförmig zu Margariten geordnet, ferner Longulite und Trichite liegen; sehr selten sind kurznadelförmige hellgrüne Mikrolithe von Augit (?) und rhombische Täfelchen von Feldspath, sowie mannichfach sphärolithische Gebilde. Durch perlitische Absonderung erscheint das ganze Gestein in mehr weniger regelmässige Glaskugeln gesondert, die sich allenthalben berühren.

Als Repräsentanten eines andern Typus der sächsischen Vitrophyre kann man die Vorkommnisse von Planitz und Chemnitz ansehen. Das Charakteristische derselben liegt, abgesehen von dem grösseren Reichthum an Einsprenglingen darin, dass die Grundmasse aus einem eigenthümlichen Gewebe von farblosem, krystallitenreichem Glase mit einem meistens graubraunen bis braunen Mikrofelsit besteht. Der Reichthum der farblosen Glasbasis an

opaken schwarzen, oder braunen Globuliten und Cumuliten, oft auch an kurzen Trichiten, denen seitlich gern Cumulite angeschmiegt sind, ist ein so grosser, dass sie bei schwachen Vergrösserungen beinahe undurchsichtig erscheint. Dem Mikrofelsit fehlen diese krystallitischen Gebilde vollständig und eben dadurch ist er bräunlich; hingegen ist derselbe oft mit kryptokrystallinen Aggregaten, selten mit spärlichen farblosen Mikrolithen (Chemnitz) durchspickt. Die Mikrofelsitpartien, deren Menge gegenüber der Glasbasis sehr wechselt, sind bald rundlich, bald eiförmig gestreckt, bald strangartig ausgezogen. Im letzteren Falle bedingt der Wechsel von mikrofelsitischen und glasigen Strähnen eine ausgesprochene Fluidalstructur. Perlitische Sprünge sind gern mit Quarz, mit Chalcedon, seltener mit feinschuppigem Kaliglimmer oder mit grünlichem Chlorit erfüllt. — Einem oder dem andern der beiden beschriebenen Typen schliessen sich die Vorkommnisse von Spechtshausen bei Tharandt, Eberbach bei Colditz, Buchheim, Korpitzsch, Obermühlbach u. a. an. Dass diese beiden Typen nicht verschiedene Gesteine darstellen, beweist ihre geognostische Verbindung im Triebischthal bei Meissen.

Bereits in der ersten Auflage dieses Buches (1877. S. 91) findet sich der Nachweis, dass durch Verwitterungsübergänge ein Pechstein in holokrystallinen Porphyr übergehen könne, auf Grund von Feldbeobachtung und mikroskopischen Studien. Es handelte sich um den Gang am Burgstall bei Wechselburg im Muldethale. Es heisst dort: „Zunächst dem Granitit rothbraun und fast tuffartig aussehend, geht das Gestein ganz allmählig in einen schwarzgrauen bis schwarzen, sehr spröden, glasartig scharfkantig und flachmuschlig brechenden, flasrigen Vitrophyr über .... Die verschiedenen Handstücke vom frischest schwarzen Pechsteinporphyr bis zum rostbraunen matten Quarzporphyr stellen so ziemlich alle Structurformen vom Vitrophyr bis fast zum Mikrogranit dar .... Der Umstand, dass die kryptokrystallin entwickelten Glieder, abgesehen von ihrem weniger frischen Aussehen, an der Peripherie des Vorkommens auftreten, die glasigen im Centrum, lässt nicht daran denken, diesen Structurunterschied als die Folge einer langsameren Abkühlung auffassen zu können. Soweit ich die Sache nach meiner nothwendig flüchtigen Beobachtung in loco und dem sehr eingehenden Studium der Handstücke beurtheilen darf, läge hier in der That eine Umbildung des Vitrophyr in Felsophyr mit kryptokrystallinen Aggregaten vor. Sollte sich indessen diese An-

schauung auch wirklich durch weitere Untersuchungen in loco als unumstösslich richtig herausstellen, so wäre dennoch der Schluss, alle Felsophyre und Mikrogranite seien umgewandelte Vitrophyre, ein durchaus unberechtigter . . . .“

Den sicheren Nachweis für die weitverbreitete Umwandlung von Vitrophyren in Quarzporphyre mit kryptokrystalliner bis mikrokrystalliner, allotriomorph-körniger Grundmasse hat seither A. Sauer mit gewohnter Sorgfalt und Gründlichkeit für die Reihe Meissener Pechstein—Dobritzer Porphyr geliefert. Seinen Angaben sind im Wesentlichen die folgenden Mittheilungen entnommen. Die Umwandlung des Meissener Pechsteins beginnt zunächst von den perlitischen Sprüngen aus. Die Ränder derselben werden beiderseits besetzt von winzigsten, cumulitischen Gebilden, die sich zu brombeerartigen, moosförmigen und andern mannichfachen Haufwerken zusammendrängen und protuberanzenartig in die Gesteinssubstanz hineinfressen. Ohne erkennbare Einwirkung auf polarisirtes Licht, sind diese Substanzen in sehr wechselnden Verhältnissen untermengt mit kryptokrystallinen Aggregaten und mit oft sehr regelmässig gebauten, deutlich fasrigen Sphärolithen von starker Doppelbrechung, etwa 0,03, und positivem Charakter, bald drehrund (Garsebach), bald axiolithisch verzerrt (Schletta). Die Perlitkugeln selbst sind dabei im Innern vollständig frisch und unverändert, oder sie zerfallen auch ihrerseits in ein farbloses und wasserhelles Aggregat schwach doppelbrechender Individuen, das bei schwacher Vergrösserung regellos körnig, bei stärkerer dagegen aus kugelsectorähnlichen bis pyramidalen Individuen aufgebaut erscheint. Diese convergiren gern mit ihren Spitzen nach einem Punkte und stellen dadurch sphärolithähnliche Körper dar, die nicht aus Fasern, sondern einer wechselnden Anzahl compacter Sectoren bestehen. Mit ihnen sind in untergeordneter Weise wenig prăcis fasrige, auch wasserhelle Sphärolithe, anscheinend derselben Substanz, von geringer Doppelbrechung und negativem Charakter gemischt.

In einem weiteren Stadium dringen die gelblichtrüben Neubildungen mehr und mehr von den perlitischen Sprüngen ins Innere der compacten Pechsteinsubstanz vor und zehren diese anscheinend auf. Dabei hat das Gestein äusserlich sein glasiges Aussehen verloren und ist hornsteinähnlich geworden, erst in einzelnen Partien, dann mehr und mehr in seiner Gesammtheit. Je nachdem nun diese Umwandlung den perlitischen Sprüngen und regellosen Absonderungen (Oberpolenz, Garsebach) oder mehr oder weniger parallelen

Ebenen der alten Fluidalstreckung folgt (Scherbitz, Dobritz), ist der Habitus des Endproducts etwas verschieden. Bei dieser Umwandlung wird das Gestein wasserreicher (von 6—7 % im frischen unveränderten Pechstein) bis zu 11 % in dem beschriebenen Umwandlungsproduct, welches Naumann Pechthonstein, Sauer Pechsteinfelsit nannte und das spec. Gewicht ist gestiegen von 2,322 auf 2,399 (rother Pechstein der Korbitzer Runse), von 2,343 auf 2,448 im schwarzen Pechstein der Götterfelsen im Triebischthal, von 2,325 auf 2,465 im grünen Pechstein von Wachtnitz. — Gelegentlich vorhandene, unbestimmbare, monoklin prismatische Mikrolithe von bräunlichgrauer Farbe, hoher Lichtbrechung und sehr schwacher Doppelbrechung und ±-Charakter bleiben dabei unverändert (Scherbitz).

Von diesem Stadium aus, worin man die Gesteine schon wegen ihres hohen Wassergehaltes keinenfalls mit wirklichem Mikrofelsit verwechseln darf, verschwindet nach und nach der hornsteinähnliche Glanz und macht dem normalen, felsitisch-matten Aussehen Platz, wobei nur mikroskopisch eine zunehmende Umkrystallisation des wasserreichen sphärolithischen Aggregats in krypto- bis mikrokrystalline Quarz-Feldspath-Aggregate zu beobachten ist. Die Dichte steigt nun auf 2,57—2,62, so dass stetig während des ganzen Umwandlungsvorgangs eine Schrumpfung der Gesteinsmasse stattfindet. So entstehen in dem resultirenden Endgliede, dem Dobritzer Porphyr, die lenticulären, nach Art von Drusen mit grobkörnigen Quarz-Feldspath-Aggregaten gefüllten Massen, die langgestreckten Chalcedonstreifen mit nierenförmiger Ausbildung gegeneinander und mit oft wohl erkennbarer Quarznaht in der Mitte.

Das Endresultat ist also das gleiche, wie bei der S. 687 geschilderten Umwandlung der Felsophyre.

Wichtig und für den Gegenstand abschliessend sind auch die Beobachtungen Sauer's an dem bekannten Kugelpechstein von Spechtshausen, mit welchem der Pechstein von Braunsdorf bei Wilsdruff durchaus übereinstimmt. Der Kugelporphyr von Spechtshausen, dessen sogenannte Felsitkugeln einen von 0,001 mm bis 20 cm wechselnden Durchmesser haben, bildet eine flache Kuppe inmitten des jüngern Porphyrs von Tharandt, die Einsprenglinge sind vorwiegend Plagioklas, bräunlichgrüne Hornblende, Biotit und Zirkon. An den grösseren „Felsitkugeln“ erkennt man 1) einen helleren, gelb- bis nelkenbraunen Kern, 2) eine schwärzliche Zone, die nach aussen in die 3) intensiv rothe Rinde verläuft. Der Kern

ist glasig und pechglänzend, die Zone 2) ist matter und auch ihre Feldspathe sind nicht so frisch, wie im Kern 1). Mikroskopisch scheint 2) auf den ersten Blick nicht verschieden von 1), aber zwischen gekreuzten Nicols ist 2) nicht isotrop, wie 1), sondern ein doppelbrechendes Aggregat, dessen scheinbare Körner bei stärkerer Vergrösserung sich als sphärolithische Gebilde erweisen. Nach dem Kern der Kugel setzt sich diese Sphärolithstructur bei abnehmender Grösse der Sphärolithe fort, die in der Zone 2) so gross werden, dass diese Zonen fast granitischkörnig mit wandernder Auslöschung in den einzelnen Körnern erscheint. — Von der schwärzlichen Mittelzone nach innen lässt sich ebenso wenig ein scharfe Grenze ziehen, wie von dieser nach aussen gegen das Pechsteinglas der eigentlichen Gesteinsmasse, deren fluidale Stauchungen sich noch deutlich bis in die Zone 2) hinein, undeutlich bis in den Kern der Kugeln verfolgen lassen. Die Kugeln sind also nichts Fremdes, sondern integrirende Theile des Gesteins.

Sind nun diese „Felsitkugeln" primär oder secundär? Die kleinsten derselben zeigen die grösste Ähnlichkeit mit dem Bau der Arabesken an den perlitischen Sprüngen dieses Pechsteins, wie desjenigen von Meissen. Deshalb hält Sauer (und mit ihm Beck) auch hier die Kugeln für secundär und parallelisirt ihre rothe Rinde mit dem Ferritrand der Arabesken-Sphärolithe. — Das Pechsteinglas von Spechtshausen hat 5,38 %, die Zone 2) 0,9 %, der Kern 1) 0,7 % Wasser. Also wurde Wasser bei dem Übergang in den krystallinen Zustand abgegeben und das Volum verändert. Daher auch Spannungen in dem Pechsteinglase um die „Felsitkugeln", die sich bis zu förmlichen Trümmerzonen im Glase um die grösseren steigern, daher die Sprünge und Risse in den Kugeln, die mit Quarz gefüllt sind, daher die hohlen Kugeln mit Quarzkrystallen, die sie drusig inkrustiren.

So Sauer und Beck. Nun aber sind die secundären Sphärolithgebilde des „Pechsteinfelsit" von Meissen nicht wasserarm, sondern wasserreicher als das Glas. Ich möchte daher diese „Felsitkugeln" als primäre Bildungen deuten.

Als weiterer Beleg für die beschriebenen Vorgänge citire ich die gleichmässig von Gutbier und Dalmer constatirten Übergänge des deckenförmigen Vitrophyr von Neudörfel, Sect. Planitz-Ebersbrunn, in normalem Quarzporphyr: dieselben werden vermittelt durch einen glasreichen Hornsteinporphyr. — Durch grossen Reichthum an Einschlüssen der durchbrochenen Gesteine (Gneisse und

Schiefer) zeichnen sich die gangförmigen Vitrophyre von Mohorn (die Grundmasse ist fast reines braunes Glas), W. von Spechtshausen und von Mühlbach aus. Um die Schieferbrocken im letztgenannten Gestein haben sich, ebenso wie in den Klüften desselben nach Rothpletz Sericit-, seltener Chloritblättchen angesetzt.

Die bisher nur gangförmig aus der Quarzporphyrdecke des südlichen Tyrol bekannten Vitrophyre vom Höhlenthal bei Auer an der Etsch, von Tisens bei Castelrutt im Eisackgebiet und aus der Gegend von San Lugano auf der Passhöhe von Neumarkt und Cavalese im Fleimserthal, welche von Cathrein, Gümbel und Lepsius beschrieben worden sind, ähneln in hohem Grade den von Harada untersuchten gangförmigen Vitrophyren aus der Gegend zwischen dem Luganer See und dem Lago maggiore (Valgana, Mesenzana, Grantola, Monte Nave). Sie sind alle, wie der zweite der aus Sachsen beschriebenen Typen, einsprenglingsreich; die relativen Mengen von orthotomem und klinotomem Feldspath schwanken nicht unbeträchtlich, so dass anscheinend Übergänge in Vitrophyrite stattfinden; — auch bei ihnen zeigt sich allenthalben, soweit mir die Gesteine bekannt wurden, in der Grundmasse ein abrupter Wechsel und eine innige Verwebung von krystallitenreichem und oft mit Gaseinschlüssen durchsetztem, farblosem Glase und einem bald grau, bald bräunlich gefärbten Mikrofelsit, dem Gaseinschlüsse und krystallitische Gebilde meistens vollständig fehlen. Cathrein nennt die Basis des Vitrophyr von San Lugano vollkommen glasig und auch Gümbel spricht nur von verschieden gefärbtem Glase in der Grundmasse dieser Gesteine. Für die Auffassung des Mikrofelsits in der Grundmasse derselben und für seine Bildungsperiode ist es wichtig zu constatiren, dass die Einsprenglinge reichlich Einschlüsse der Glasbasis, niemals solche des Mikrofelsits enthalten, soweit ich die Gesteine prüfen konnte. Die relativen Mengen von Glas und Mikrofelsit in den Grundmassen sind sehr verschieden, selbst bei Stücken eines und desselben Vorkommens. So besteht die fettglänzende schwarze Grundmasse der Vitrophyre vom Luganer See sehr vorwiegend aus einer farblosen Glasbasis mit unzähligen opaken Globuliten und Körnchen, Margariten, Longuliten mit gekerbten und glatten Rändern, und Trichiten von undurchsichtig schwarzer und durchsichtig brauner Farbe, von denen bald diese, bald jene vorherrschen. Eine überaus prägnante Fluidalstructur wird theils durch das Verhalten des strähnigen Glases gegen die Einsprenglinge, theils durch den Wechsel krystallitenreicher Striemen mit

krystallitenarmen bedingt. Dann aber trägt zur Ausbildung der Fluidalstructur ganz besonders die Gegenwart des Mikrofelsits bei. Derselbe bildet eckige, rundliche und flasrige Partien, an denen die Glasströhne mit ihren Krystallitenströmen bald ganz abrupt absetzen, während sie sich an andern Stellen deutlich um sie herumwinden, um sich auf der andern Seite wieder zu verbinden. Ja, um den Eindruck der gleichzeitigen Entstehung des krystallitenreichen farblosen Glases und des krystallitenfreien, aber oft cumulithaltigen braunen Mikrofelsits noch überzeugender zu machen, findet sich auch wenngleich spärlicher das Verhältniss, dass Mikrofelsitstränge sich fluidal um Flasern der Glasbasis herumwinden. Sowohl die Glasbasis, wie der Mikrofelsit und die Einsprenglinge werden nicht selten von mikroskopischen Trümern durchsetzt, deren Ausfüllungsmasse fasriger Chalcedon zu sein scheint.

Bei Auer kommen sehr glasreiche (das Glas wimmelt von Dampfporen) und mikrofelsitarme, von den Gesteinen des Luganer Sees nicht zu unterscheidende Ausbildungsformen neben solchen, die man mit besserem Rechte zu den Felsophyren stellen möchte, vor. Immerhin beweisen die von Gümbel mitgetheilten Analysen des farbigen Mikrofelsits aus dem mikrofelsitreichen Vitrophyr von Castelrutt durch ihren beträchtlichen Wassergehalt, dass dieser Mikrofelsit sehr bedeutende Mengen von glasiger Basis in unsichtbar feiner Vertheilung enthalten muss. — Durch diesen abrupten Wechsel von glasigen und mikrofelsitischen Theilen der Grundmasse gewinnen die Luganer und Tyroler Vitrophyre oft in hohem Grade den Anschein einer breccienartigen, oder wie man sie nach Analogie der bei manchen Phonolithen herrschenden Verhältnisse besser nennen könnte, eutaxitischen Structur. Unter den sächsischen Vorkommnissen tritt dieselbe in prägnantester Weise bei dem Spechtshausener Pechsteinporphyr hervor.

Eine ausserordentliche Mannichfaltigkeit zeigen die berühmten Pechsteinvorkommnisse von Arran. Bald reich an grösseren Einsprenglingen, bald nahezu ganz frei von solchen, in manchen Stücken mit schönster Glasbasis, in andern fast vollkommen zu einem kryptokrystallinen Aggregate entwickelt, hier voll von den zierlichsten Mikrolithen, dort fast ohne eine Spur von solchen, bieten sie jeder neuen Untersuchung ein überaus dankbares Material dar. So weit ich diese schönen Gesteine kenne, fehlt allen Varietäten derselben die perlitische Absonderung.

Am weitesten in den Sammlungen verbreitet scheint die oft

beschriebene Modification zu sein, bei welcher in einem im Dünnschliff nahezu farblosen bis mattgrünlichen Glase neben den Einsprenglingen von Sanidin, Plagioklas und Quarz, sowie etwas Magnetit und etwas Hornblende, zierlichste Mikrolithe und Kryställchen eingewachsen sind, die sehr verschieden gedeutet wurden. Sie bilden langnadelförmige, an dem einen Ende scheinbar abgebrochene, nach dem andern Ende sich allmählig verjüngende, auch wohl dichotome Krystalle, an die sich einseitig oder beiderseitig (d. h. im Durchschnitt, also in corpore wohl z. Th. rundum) die niedlichsten und vielgestaltigsten Mikrolithe ansetzen, die auch gleichzeitig selbständig in der Glasbasis auftreten und bald einzeln, bald zu dichten Wolken zusammengedrängt dieselbe bei schwachen Vergrösserungen durch und durch gekörnelt und getrübt erscheinen lassen. Bald liegt jeder Mikrolith einzeln, bald ordnen sie sich zu sternförmigen, kneuelförmigen, farrenkrautartigen Aggregaten; man trifft eine solche Fülle von Formen, dass sie der Beschreibung spottet. Ich verweise für die wichtigsten Abarten derselben auf die oben citirten Arbeiten von Allport, Bonney, Vogelsang und Zirkel mit ihren Abbildungen. Eine vollständig sichere Deutung dieser Mikrolithe ist bisher nicht gelungen. Sie sind sicher monoklin, ihre Doppelbrechung ist recht schwach und nahe ihrer Längsaxe liegt die kleinste Elasticität. Ihre Auslöschungsschiefe ist gering und steigt nur recht selten auf 35°. Querschnitte waren bald unsicher begrenzt, bald aber auch sechsseitig oder spitz rhombisch. Danach ist die Deutung als Glied der Amphibolreihe einigermaassen begründet. Um diese Mikrolithe und Mikrolithenschwärme herum beobachtet man meistens eine sehr deutliche Zone der Entfärbung im Glase, welche der Concentration des Eisengehaltes in denselben zugeschrieben werden muss. — Zusammen mit diesen Gebilden trifft man in dem Glase in manchen Handstücken Feldspathmikrolithe und eine Unzahl winzigster grüner Glimmermikrolithe, deren zierliche Hexagone an den Ecken die schönsten, vielgliedrigen, schneesternähnlichen Wachsthumsformen tragen.

Manche Handstücke mit der Bezeichnung Corriegils scheinen bei schwachen Vergrösserungen aus einer homogenen graugrünen, nicht glasigen Grundmasse zu bestehen. Bei starken Vergrösserungen erkennt man erst, dass dieselbe ebenfalls ein farbloses, aber allerdings mit so winzigen Augit(?)-Hornblende(?)-Mikrolithen durchspicktes Glas ist, dass dieselben nicht mehr optisch wirksam scheinen. Solche Ausbildung erinnert an das Verhalten mancher Pantellerit-

grundmassen. — Mikrofelsitische Entwicklung der Basis und kryptokrystalline Aggregate sind äusserst selten in den Arraner Pechsteinen. Es treten jedoch farblose und braune Sphärolithe in spärlicher Vertheilung auf.

Die besprochenen Vorkommnisse von Arran haben im Handstück eine grüne Farbe; eine zweite, fast schwarze Varietät wurde mir durch die Zuvorkommenheit Stelzner's bekannt. Dieselbe stellt meistens eine rein glasige und farblose, selten mikrofelsitische und dann graugelbe Basis dar, in welcher neben einzelnen Sanidin- und Quarzkrystallen, sowie sehr vollkommen ausgebildeten grösseren Augiten ein überaus dichtes Gewirr gitterartig verwachsener grüner, selten bräunlicher Nadeln liegt, denen in Unmasse schwarze Körner theils angewachsen, theils eingestreut sind. Die Gittersysteme dieser doppelbrechenden Krystallnädelchen, welche zum Augit gehören, sind so aufgebaut, dass sich an eine Hauptnadel, welche hie und da auch die Polflächen der Pyroxene zeigt, seitlich zu einander parallel kleinere Nadeln ansetzen, deren Längsaxe zu der der Stammnadel nur höchst selten senkrecht, dagegen meistens unter wechselnden schiefen Winkeln steht. Jede Nebennadel kann dann wieder als Hauptnadel für kleinere sich ansetzende Mikrolithe dienen und so entstehen oft sehr complicirte Wachsthumsformen. — Wo diese Gitter in ganz kleine Nadel- oder vielmehr Stachelsysteme auslaufen, da fehlt den kleinsten Individuen auch jede bemerkbare Doppelbrechung. — In den grösseren Interstitien dieser Gitter häufen sich kleine schwarze Körner, welche auch den Augitmikrolithen anhaften, gern zu cumulitartigen Gebilden. Ausserdem treten in solchen Zwischenräumen nicht selten braune Felsosphärite auf. Möglicherweise ist es dieselbe Varietät, welche Allport vom südöstlichen Abhange des Goatfell oberhalb Brodick Castle und der Umgebung von West-Benan beschreibt.

Eine dritte Varietät des Arraner Pechsteins besteht aus einer durchaus glasfreien, aber mikrofelsitreichen kryptokrystallinen Grundmasse, welche sich im polarisirten Lichte fast ganz in Granosphärite und Felsosphärite auflöst, mit sehr spärlichen Einsprenglingen von Quarz und Sanidin in unregelmässig gestalteten Körnern.

Alle Pechsteingänge von Arran* sind charakteristisch unter-

* Zu einem richtigen Verständniss der wechselnden Beschaffenheit der Arraner Pechsteine trägt eine hochinteressante Arbeit Judd's über gemischte Gänge auf Arran bei. Der Cir Mhor Dyke, welcher sich im Granitit der nördlichen Hälfte von Arran bis nach dem nordwestlichen Sporn des Goatfell

schieden von den übrigen Vorkommnissen durch den Mangel der Fluidalstructur und durch die reichhaltige Entwicklung einer zweiten Mikrolithengeneration farbiger Gemengtheile. Letzterer Umstand in Verbindung mit gelegentlichen Spuren einer jüngeren, mikrolithischen Feldspathbildung erinnert an die neovulkanischen Vitrophyre. Allport schreibt denselben miocänes Alter zu, ebenso wie A. Geikie. Zirkel, dem ich in der Annahme ihrer geologischen Stellung folge, ist es nicht entgangen, dass die mit den Arraner Pechsteinen geologisch verbundenen Quarzporphyre durch die Ausbildung ihrer Feldspathe sehr an Liparite erinnern.

---

verfolgen lässt, besteht aus 4 Fuss breiten Salbändern von Quarzandesit oder olivinfreiem Basalt, der bei hyalopilitischer und intersertaler Structur auch Mandeln führt, und einem 4 Fuss mächtigen centralen Theil des oben an erster Stelle beschriebenen Pechsteins, der beiderseits gegen den Basalt hin von je 6 Fuss Quarzfelsit flankirt wird. Das glasige Magma im Basalt häuft sich local und zeigt Beziehungen zu den Mandeln, welche Judd folgendermaassen beschreibt: The glass of this rock appears to be somewhat unstable and the vitreous matter filling the spherical cavities (steam holes) shows every step of change, till it passes into amygdaloids composed of various zeolites, calcite, chalcedony, chlorites etc. Diese Glashäufchen erinnern an den Nigrescit von Hornstein. Der Basalt führt neben Einsprenglingen von Augit auch solche von Enstatit und Amphibolmikrolithe in der Grundmasse. Die Feldspatheinsprenglinge des centralen Vitrophyr sind nach Judd Anorthoklas, die Mikrolithe der Grundmasse Amphibol. Sphärolithische Höfe, die radial von den Amphibolmikrolithen durchspickt werden, und die Quarz- und Feldspatheinsprenglinge umgeben, sind optisch negativ und werden für Hyalit gehalten unter Anführung auch chemischer Gründe (l. c. p. 549). Der Quarzfelsit ist ein Entglasungsproduct des Vitrophyrs; Judd ist geneigt, diese Entglasung für ursprünglich zu halten, wogegen allerdings die periphere Stellung spricht, sowie die Analyse, nach der er weniger Ca O, Mg O und Fe O enthält, als jener.

Von der Klippenwand Tormore wird ein gemischter Gang von 12 Fuss Mächtigkeit beschrieben, von denen 10 Fuss auf den Pechstein und seine randlichen Entglasungsproducte entfallen. An der einen Seite stösst der saure Gang (das Ganggestein wird hier als andesitisch, im Cir Mhor Dyke als pantelleritisch bezeichnet) direct an den durchbrochenen Sandstein, auf der andern Seite schiebt sich Augitandesit in etwa 2 Fuss Mächtigkeit dazwischen. — In einem andern Beispiel von Tormore ist die Gangspalte von N. nach S. erfüllt mit 10 Fuss Augitandesit, 15 Fuss Quarzfelsit und 5 Fuss Augitandesit. Der Quarzfelsit und das nördliche Salband von Augitandesit werden schräg von einem schmalen Gange von Pechsteinporphyr durchschnitten. — In einem dritten Gange von Tormore folgen sich in der Gangspalte in derselben Richtung 25 Fuss Augitandesit, 5 Fuss Pechstein mit breit entglasten Salbändern (Dacit Judd) und wieder 15 Fuss Augitandesit. — In einem letzten Beispiel von Tormore folgen sich 3 Fuss Augitandesit mit einer dem Salband parallel langgestreckten, eingeschlossenen Scholle von Quarzfelsit (= Quarzpantellerit), 82 Fuss Quarzfelsit (= Quarzpantellerit)

Der zweiten, hier beschriebenen Varietät der Arraner Pechsteine scheint ein solcher von dem berühmten Scuir of Eigg in den Hebriden, den Allport beschreibt, sehr ähnlich zu sein, wenn man von dem grossen Reichthum dieses Gesteins an Sanidin absieht, den Allport besonders betont. In der Glasbasis desselben häufen sich kleine braune Prismen und schwarze Körner in gleichmässiger Vertheilung derart an, dass dieselbe fast undurchsichtig wird. Nach Geikie tritt dieser Pechstein in Stromform auf.

Die von demselben Verfasser als sphärolithische Pechsteine und Perlite beschriebenen untersilurischen Ergussgesteine aus der Nähe von Wellington in Shropshire stehen nach seiner eigenen Darstellung und dem Ergebniss der chemischen Untersuchung wohl zum Pechstein nicht in derselben Beziehung wie der Dobritzer Porphyr (S. 695).

Sollas bespricht einen miocänen Pechsteingang im Granit von Barnumore Gap., Co. Donegal, Irland, der in Zusammensetzung und Structur dem Arraner Pechstein ähnelt, obschon er basischer ist (64 % SiO_2); der farbige Gemengtheil wird jedoch als Hedenbergit bezeichnet. Die chemische Analyse des Gesteins hat nicht den Charakter einer liparitischen Mischung.

Osann fand Pechsteine an den Eagle Mts. in Texas, welche an die von Arran erinnern.

Das reinste Glas unter den bekannten Pechsteinen stellt ein braun durchsichtiger Vitrophyr aus der Gegend von Fréjus in Südostfrankreich dar.

---

und 2,5 Fuss Augitandesit, welch letzterer seitlich eine Apophyse in den Sandstein sendet. Die centrale Hauptmasse des Ganges, welche mit dem sogenannten Quarzporphyr von Drumadoon Point identisch ist, wird in schräg gewundenem Verlauf von einem 4 Fuss mächtigen Gang von Augitandesit durchzogen. — Gelegentlich enthalten die sauren Gangtheile Mineralien der basischen Gangmassen, die dann stark corrodirt sind, viel häufiger aber ist das Verhältniss umgekehrt, so dass die Gemengtheile der sauren Massen sich eingeschlossen in den basischen finden. Dann zeigen die Quarze sofort die Pyroxenzone der Quarzbasalte.

Judd nimmt hier nicht Spaltungen einheitlicher Eruptivmagmen, sondern sich folgende Extrusionen verschiedener und getrennter Magmen an, wobei bald das basische, bald das saure zuerst empordrang. Leider fehlt zur Beurtheilung der Thatsachen die Beschreibung der Grenzen der Gangtheile gegen einander. In den Profilzeichnungen sind sie scharf angegeben, aber das wird man kaum betonen dürfen, da das auch zwischen Pechstein und Quarzfelsit des Cir Mhor Dyke geschehen ist.

Die vorstehenden Schilderungen zeigten an zahlreichen Beispielen, dass die verschiedenartigen Ausbildungsformen einer Quarzporphyrgrundmasse an ein und demselben Gestein sich gleichzeitig und ursprünglich, selbst in dem kleinen Raum eines mikroskopischen Präparats finden können. Danach lässt sich die Ursprünglichkeit und Selbständigkeit dieser Typen nicht wohl bezweifeln. Trotzdem haben zu allen Zeiten hervorragende Petrographen die mikrogranitischen, felsophyrischen und vitrophyrischen Quarzporphyre genetisch miteinander zu verknüpfen, die einen aus den andern durch chemische Metasomatose abzuleiten gesucht, während andere Petrographen solche epigenetischen Beziehungen von vorn herein abzuweisen geneigt waren. Die auf dem erstgenannten Standpunkt befindlichen Gelehrten nehmen alsdann in neuerer Zeit zumeist den Vitrophyr als das ursprünglich Gegebene und leiten aus der Glasbasis dieser durch säculare Metamorphose die übrigen Grundmasse-Formen, zumal die kryptokrystalline Ausbildung derselben ab. Eine derartige Auffassung hat besonders Vogelsang vertreten. Andere, wie Justus Roth, halten den Wassergehalt der Vitrophyrbasis für wenigstens z. Th. später aufgenommen und werden consequent dahin gedrängt, die glasige Basis selbst für ein nicht vollkommen primäres Erstarrungsproduct zu halten.

Dass einzelne Typen der Porphyrgrundmasse secundärer Natur sein können, wurde oben ausführlich geschildert und dargethan; allenthalben wiesen die Verhältnisse auf eine vitrophyrische oder mikrofelsitische Form der Grundmasse als die dann ursprünglich vorhandene hin. Man kennt kein einziges Beispiel von einer glasigen Umwandlung einer ursprünglich krystallinen Grundmasse, vielleicht von ganz localen randlichen Schmelzungen an jüngeren Gängen abgesehen. Und dann ist das secundäre Glas nicht wasserhaltig.

Bei Vitrophyren, Felsophyren, Mikrograniten und Granophyren giebt es sehr einsprenglingsreiche und sehr einsprenglingsarme Glieder, sowie alle Übergänge zwischen beiden, d. h. auch der Unterschied der nevaditischen und liparitischen Typen kehrt in diesen Vorläufern der Quarztrachyte in derselben Weise wieder. Solche nevaditische Quarzporphyre werden in der Literatur wohl als Krystallporphyre bezeichnet.

Blickt man nun rückwärts, um die Verschiedenheiten zwischen Lipariten und Quarzporphyren und ihre Übereinstimmungen zu vergleichen, so erkennt man, dass sie chemisch ident sind und dass alle Structurtypen der einen Gruppe sich auch in der andern finden,

wenn auch mit verschiedener Häufigkeit. Die geringere Zahl der glasigen und der unveränderten felsophyrischen Vorkommnisse bei den Quarzporphyren ist jedoch nur scheinbar ein unterscheidendes Moment; diese Structurtypen verstecken sich eben unter den allotriomorph-mikro- bis kryptokrystallinen Quarzporphyren. Die grössere Herrschaft der granophyrischen Ausbildung und der echt mikrogranitischen Typen bei den Quarzporphyren würde sicher verschwinden, wenn man strenger und richtiger zwischen gangförmigen und deckenförmigen Gliedern trennte.

Es bleibt somit lediglich ein, auch im Habitus der Feldspathe zum Ausdruck kommender, gelegentlich deutlicher, gelegentlich kaum erkennbarer, sehr oft unmerkbarer Unterschied der Frische des Erhaltungszustandes übrig.

Die Vorgänge der Verwitterung sind in allen structurellen Abarten der Quarzporphyre durchaus dieselben und können daher hier gemeinschaftlich dargestellt werden, um so mehr, als anscheinend vor ihrem Beginn die mikrofelsitische und vitrophyrische Grundmasse zumeist erst in den mikro- bis kryptokrystallinen Zustand übergeht.

Von hier aus, aber auch da, wo diese Verwitterung noch in dem mikrofelsitischen oder vitrophyrischen Zustand ihren Anfang nimmt, kann man wesentlich einen zweifachen Verlauf des Vorgangs verfolgen. In dem einen Falle beschränkt sich der Verwitterungsprocess auf den Zerfall des Feldspaths unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse in ein mehr oder weniger kryptomeres Aggregat von Kaolin und Quarz, oder Muscovit und Quarz, während gleichzeitig die geringe Menge des Biotits die oben beschriebene Umwandlung in Chlorit und Nebenproducte eingeht und die Eisenerze zu Limonit werden. Die Structur erleidet dabei insofern eine Veränderung, als sich die Grenzen der einzelnen Feldspathkörner der Grundmasse verwischen und eine Unterscheidung von ursprünglich mikrogranitischer und secundär mikrokrystalliner Grundmasse erschweren oder unsicher machen; auch die Fluidalstructur, die perlitische Absonderung, die sphärolithische Structur werden verwischt oder ganz verschleiert. Eine nennenswerthe chemische Veränderung ist mit dem Vorgange, von einer kleinen Aufnahme von Wasser durch die Chlorit-, Muscovit- und Limonitbildung abgesehen, nicht verbunden.

Hiernach sind die mineralogischen Neubildungen der Ver-

witterung die gleichen, wie diejenigen der Dynamometamorphose. Trotzdem wird man, selbst bei verwitterten fluidalstruirten Quarzporphyren, kaum je im Zweifel sein können, ob man es mit einem Vorgang atmosphärischer Verwitterung oder orogenetischen Ursprungs zu thun hat, um so weniger, wenn man auch die an den Einsprenglingen hervortretenden Phänomene im Auge behält.

In andern Fällen dagegen setzt von Anfang an oder auch von irgend einem Zeitpunkt des normalen Verwitterungsvorganges an, eine Verkieselung des Gesteins ein, bei welcher die Kieselsäure bald in der Quarzform, bald in der Chalcedonform sich entwickelt, oder auch in beiden Formen neben einander. Durch diesen Vorgang wird eine so vollkommene Erhaltung der Structur bedingt, wie bei der Verkieselung von Pflanzenresten. Sphärolithe aller Art, Lithophysen, fluidale Erscheinungen, perlitische Absonderung — Alles stellt sich dar, wie im frischesten Gestein und nicht unpassend hat Sauer, der solche Vorgänge an den Grünberger, Brandecker, Lierbacher Decken der permischen Quarzporphyre auf Blatt Gengenbach und Petersthal, Schwarzwald, beschrieb, geradezu von Pseudomorphosen nach sphärolithischen, nach mikrolithischen und anderen Porphyren gesprochen. Der Quarz nimmt dabei gelegentlich sehr merkwürdige Formen an und ist bald auf weitere Strecken hin einheitlich, bald in jedem verquarzten Gemengtheil in verschiedener Orientirung ausgeschieden. Innerhalb der durch Chalcedon ersetzten Gesteinstheile erscheint der Quarz gelegentlich in eigenthümlichen, skelettartigen Wachsthumsformen.

Gümbel (Palaeolithische Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. München 1874. 43—48) belegte mit dem Namen Keratophyr ein „sehr vielgestaltiges quarzführendes Orthoklas-Plagioklasgestein mit anscheinend dichter hornfelsartiger, aber doch mehr oder weniger deutlich feinkrystallinisch-körniger Grundmasse und darin eingesprengten Feldspathnädelchen von vorherrschend regelmässigem, rectangulärem Durchschnitt nebst Putzen (nie Krystallen) von Quarz, Körnchen von Magneteisen, vereinzelten Blättchen braunen Glimmers und Spuren von zersetzter Hornblende.“ Dasselbe tritt im Fichtelgebirge meistens in Vergesellschaftung mit den quarzitischen Schichtgesteinen der Phykodenschiefer in Lagergängen von bedeutender Ausdehnung zu Tage. Alle äusserlich noch so unähnlichen Modificationen dieses Gesteins lassen sich bei auf-

merksamem Verfolgen der Veränderungen im Fortstreichen deutlich als ineinander verlaufend und von einer gemeinschaftlichen Stammader ausgehend erkennen. Die extremsten Formen sind einerseits (Reizenstein) eine granitische Ausbildung, andererseits eine rein aphanitische ohne Ausscheidungen von Gemengtheilen und von quarzitisch hornfelsartigem Aussehen. Zwischen diesen Extremen werden durch porphyrartige Glieder die Übergänge vermittelt. Chemisch sind diese Gesteine durch hohen Gehalt an Alkalien mit herrschendem Natron und stark zurücktretenden Procentsatz von alkalischen Erden, sowie recht wechselnde Kieselsäuremengen charakterisirt. Um die Erforschung des Keratophyrtypus nach chemischer, mikroskopischer, wie geologischer Richtung hin hat sich dann Lossen die grössten Verdienste erworben. Er stellte die Verbreitung dieses Gesteinstypus in den palaeozoischen Gebieten von Sachsen, Westfalen, Nassau und besonders in verschiedenen Horizonten des Harzer Devons in der Umgebung von Rübeland, Elbingerode, Blankenburg und Hüttenrode fest und fixirte den Begriff des Keratophyr als eines „palaeoplutonischen Natronsyenitporphyrs". Nach der in diesem Buche benutzten Terminologie definiren wir den Keratophyr als ein bald quarzfreies, bald quarzhaltiges, durch natronreiche Alkalifeldspathe charakterisirtes palaeovulkanisches Effusivgestein, welches bisher mit Sicherheit nur aus dem schiefrigen Übergangsgebirge bekannt wurde. Die Zugehörigkeit zu diesem giebt sich an allen untersuchten Vorkommnissen durch unverkennbare mechanische Deformationen der Gemengtheile kund.

Die im Folgenden gegebene Charakteristik der **Quarzkeratophyre** stützt sich z. Th. auf die Schilderungen Gümbel's, Lossen's und die eigenen Beobachtungen an fichtelgebirgischen Vorkommnissen vom Alsenberge, Brücklesacker, Rosenbühl, Kautendorf und Neutauberlitz in der näheren und ferneren Umgebung von Hof, welche ich v. Gümbel's, von Lastau im Muldethal, welche ich Herm. Credner's, von Noyang, welche ich A. W. Howitt's und zahlreicher Harzer und westfälischer Fundorte, welche ich besonders Lossen's und Mügge's Liebenswürdigkeit verdanke. Letzterer lieferte eine grundlegende Studie über die westfälischen Vorkommnisse, die eine Sonderdarstellung der den Quarzporphyren parallel laufenden Abtheilung der Quarzkeratophyre erst ermöglicht hat. Seiner Darstellung folge ich in den wesentlichsten Punkten, indem ich die Lenneporphyre als den Typus der Quarzkeratophyre acceptire. Sehr zu bedauern ist es, dass in der inhalts-

reichen Darstellung Mügge's nach meiner Auffassung der Unterschied der Verwitterungserscheinungen, der thermischen Vorgänge (Carbonat- und Erzbildung) und der Dynamometamorphose nicht hinreichend betont ist.

Die Lenneporphyre und ihre Tuffe wurden durch eine mustergültige Untersuchung v. Dechen's in die Literatur eingeführt und erregten sofort durch einen Fossilfund in ihren Tuffen (nicht wie man glaubte im compacten Eruptivgestein) ein lebhaftes Interesse. Nach einer verfehlten mikroskopischen Untersuchung Mehner's hat sie Lossen und ich zum Theil und nun Mügge in ihrer Gesammtheit als Quarzkeratophyre erkannt. Es giebt solche, unter deren Einsprenglingen sich Quarz findet und solche, deren Quarz ganz in der Grundmasse steckt, ohne dass damit eine chemische Differenz verbunden wäre, und man kann ferner einsprenglingsreiche und einsprenglingsarme unterscheiden.

Die einsprenglingsreichen Quarzkeratophyre liegen vorwiegend auf dem Raume zwischen Kirchhundem, Hofolpe, Benolpe, Silberg, Brachtshausen, Jagdschloss Röspe, Wingerhausen und Würdinghausen. Die etwa 5 mm Durchmesser haltenden Einsprenglinge von Quarz und Albit werden begleitet von spärlichen, etwa 1 mm grossen hexagonalen Blättchen eines lichtgrünlichen Glimmers und liegen in einer meist schmutzigrothen, seltener weisslichen, dichten Grundmasse. Fluidalerscheinungen fehlen und Kugelbildungen sind selten, so bei Brachtshausen (mit einem Fuss Durchmesser) und im Bahneinschnitt bei der Pulvermühle unterhalb Jagdschloss Röspe im Ederthale (hier hohl, aussen mit flasrigem Sericit, innen mit schimmernden Sericitwärzchen überzogen und z. Th. mit Mn-haltigem Eisenocker erfüllt). Die Quarzeinsprenglinge sind ganz gleich denen des Quarzporphyrs. — Die Albite (Orthoklas und Anorthoklas fehlen ganz) sind dicktafelig mit M, T, l, P und y als Begrenzung; oft verzwillingt nach dem Karlsbader Gesetz, stets nach dem Albitgesetz, auch z. Th. mit gekreuzten Lamellen. Zerbrechungen und Verschiebung der Fragmente sind verbreitet. Zersetzung ist wenig wahrzunehmen; neben Glimmerbildung findet sich auf Spalten auffallend häufig eine Verdrängung durch Braunspath, dessen scharfe Rhomboëder oft mitten im frischen Albit liegen und die ihrerseits bei Verwitterung ockerigen Limonit liefern. Neubildungen von Albit, gern in stromartigen Bändern im alten Krystall sind nicht gerade häufig und lassen die Krystalle scheckig erscheinen. — Einschlüsse von Zirkon und Ilmenit sind häufig, dazu isotrope

Nadeln, die sich parallel der Prismenaxe ordnen und wohl Glas sind. — Der Glimmer ist gebleichter Biotit mit meist zu einer Umrisskante paralleler, bisweilen dazu senkrechter Lage der Ebene der optischen Axen und mit einem Axenwinkel, der kleiner ist als bei Muscovit und sehr klein werden kann. Einschlüsse von Anatas sind häufig, solche von Rutil selten; dieser liegt dann mit den Hauptaxen parallel den Schlaglinien. — Augit und Hornblende fehlen vollständig, ebenso Magnetit und Apatit. — Zirkon ist regelmässig vorhanden, ebenso Ilmenit, in Leukoxen umgewandelt. Letzterer wird oft, zumal parallel den Absonderungen nach den R-Flächen, durch Sericit verdrängt. — Die Grundmasse ist kaum je ganz unverändert; es finden sich Spuren von Granophyrbildung, aber nicht um Quarz, sondern um Feldspathaggregate in der Grundmasse, die ungestreift sind, also vielleicht Orthoklas. Mügge glaubt, dass diese Grundmasse ursprünglich wohl glasig und zwar bimssteinartig war; im heutigen Zustande besteht sie aus einem sehr fein allotriomorph-körnigen Gemenge von Quarz, Feldspath, Opal und vielleicht Tridymit, und ist überströmt mit Sericit-(?) oder Kaolin-(?)Blättchen. Die Gegenwart des Opal wird aus dem Umstande erschlossen, dass vielfach finger- bis handbreite Adern von Opal das Gestein durchziehen und sich, Bruchstücke desselben einschliessend, zertrümern. — Fremde Einschlüsse, rund oder birnförmig, nie flatschig mit dem Keratophyr verwoben, sind häufig und gehören dem Grauwackenschiefer oder Thonschiefer an.

Die einsprenglingsarmen Quarzkeratophyre von Eichhagen, Hohenstein, Gallenberg, Rüblinghausen, Eisenhütte bei Olpe und von der Hardt bei Lüttringhausen sind nicht wesentlich von den einsprenglingsreichen verschieden. Farbige Gemengtheile und Erze sind nur spurenweise vorhanden, Sphärolithe selten; einheitliche oder aus Sectoren aufgebaute Pseudomorphosen von Quarz und Feldspath nach Sphärolithen sind häufig. — Andeutungen von Aureolen um Quarz, Fluidalerscheinungen in der Grundmasse, positive und negative Sphärolithe mit z. Th. erkennbar schiefer Orientirung des Interferenzkreuzes gegen die Fasern charakterisiren die dichten Quarzkeratophyre mit viel Einsprenglingen von der Albaumer Lei am Westabhang gegen Oberalbaum.

Felsokeratophyre nennt Mügge nach Analogie des Tschermak'schen Felsitporphyrs die keinen Einsprenglingsquarz enthaltenden Gesteine nördlich von der Muldenlinie Attenborn-Elspe bei Wipperfürth, Meinerzhagen, im Ebbe-Gebirge und bei Pasel an der

Lenne. Sie enthalten keinen Glimmer, sind deutlich fluidal und werden oft von klastischen und tuffigen Gesteinen begleitet. Ein graufleischrothes Vorkommen von Zeche Kupferberg, NW. Wipperfürth, führt oft hohle und mit Quarzkryställchen ausgekleidete sphärolithische Kugeln mit 2—3 mm Durchmesser und Einsprenglinge von Oligoklas-Albit, sowie spärlich Zirkon, Ilmenit und ganz vereinzelt Turmalin. Die im gewöhnlichen Lichte prachtvoll fluidale Grundmasse mit stark bestäubten Schlieren zerfällt zwischen gekreuzten Nicols in lauter Sphärolithe, deren Fasern z. Th. durch die Flussbewegung des Gesteins abgelenkt, verbogen und gestört sind. Die Fasern der Sphärolithe sind meist optisch positiv und werden von Mügge nach Art des Mikrofelsit als ein saures Na-Al-Silikat gedeutet. Auf den Schieferungsflächen ist die Sphärolithstructur sehr deutlich, nicht so auf Schnitten quer zur Schieferung des Gesteins; auf der Flächeneinheit parallel der Schieferung zählte Mügge weniger als halb so viel Sphärolithe, als auf einer solchen senkrecht zur Schieferung und hier waren sie linsenförmig. Ein solches Zahlenverhältniss giebt ein Maass für die Deformation, welche das geschieferte Gestein erfuhr. In demselben sind danach die Sphärolithe Ellipsoide, deren kürzeste Axe senkrecht auf der Schieferung steht. Wo die Durchschnitte der Sphärolithe elliptisch sind, liegt die lange Axe stets bei allen in derselben Richtung, aber das Längenverhältniss der Axen des elliptischen Schnittes wechselte von 1 : 1 bis 1 : 2. — Auch in diesen Gesteinen ist die Sericit- und Carbonatbildung in den Feldspathen allgemein zu verfolgen.

Man erkennt, dass auch die anscheinend unveränderten massigen Quarzkeratophyre und Felsokeratophyre bereits einen gewissen Grad der dynamischen Umwandlung und der Verwitterung zeigen. Bringt man diese in Rechnung und denkt sie sich bald geringer, bald grösser, so passt die gegebene Beschreibung auch vollkommen auf die Quarzkeratophyre von Lastau mit ihren bereits von Rothpletz (Erläuter. zu Blatt Langenleuba der geolog. Specialk. d. Königr. Sachsen, S. 15, er nennt die Gesteine Quarzdioritporphyre) beschriebenen, durch wolkige Trübung tintenschwarz erscheinenden Feldspathen, auf die Quarzkeratophyre von Noyang in Australien*,

* Diese Gesteine treten nach den Beschreibungen von Howitt im District von Noyang, Omeo, Gippsland, Victoria auf. Derselbe liegt im Thalgebiet des Tambo-Flusses am westlichen Abhang des 3000 Fuss hohen Mount Elizabeth, des

deren Feldspathe schon Howitt als Albit erkannte, und deren Grundmassen theils mikrogranitisch, theils granophyrisch, theils secundär holokrystallin, z. Th. deutlich mikrofelsitisch sind, auf viele fichtelgebirgische Vorkommnisse, auf die Quarzkeratophyre des Harzes und die herrlich frischen Quarzkeratophyre der Insel Bömmelö, welche granophyrische Grundmassen in zierlichster Ausbildung zeigen.

Nachzutragen zu Mügge's Beobachtungen wäre etwa nur, dass der Apatit nicht immer fehlt, dass Carbonate nicht allenthalben auftreten, dass die scheckigen Feldspathe z. Th. mikroperthitisch sind, und dass in einer Abart des Quarzkeratophyrs von Lastau statt des Biotits einzelne Nadeln und sternförmige Aggregate solcher von Limonit-Pseudomorphosen nach einem Fe-reichen Gliede der Pyroxen- oder Amphibolfamilie auftreten. — Bei etwas geringerem Kieselsäuregehalt ist die Grundmasse auch wohl mikrolithisch (Mühlenthal bei Elbingerode a. H. und Alsenberg bei Hof im Fichtelgebirge), wie das ja auch bei den Quarzporphyren angegeben wurde. — Ob die heute secundär holokrystalline Grundmasse ursprünglich glasig oder mikrofelsitisch war, ist kaum mit Sicherheit zu entscheiden; ich würde mich vielfach für die zweite Möglichkeit entscheiden, besonders wegen des Mangels perlitischer Absonderung.

Hatch beschreibt Quarzkeratophyre mit scheckiger Feldertheilung der Albiteinsprenglinge (solche von Quarz fehlen) und mit Spuren von Titanit, Chlorit und Erzen aus der Grafschaft Wicklow in Irland, $^1/_4$ mile W. von Brittas Bridge, 7,5 miles W. von Rathdrum und andern Orten derselben Gegend. Sie sind hier nicht scharf von den Quarzporphyren geschieden, mit denen sie associirt sind.

---

höchsten Punktes einer Kette, welche nach N. von krystallinen und halbkrystallinen Schiefern begrenzt wird, nach W. aus einem System unterpalaeozoischer Schiefer und Sandsteine besteht, in deren Quarzgängen fast alle Goldgruben von Gippsland liegen, während nach O. und S. die Intrusivmassen des Buchan- und Snowy River-Districts sich anschliessen. Die Quarzkeratophyre werden von Howitt Quarzporphyrite und Quarzglimmerporphyrite genannt; sie durchsetzen gangförmig ein Quarzglimmerdioritmassiv und dessen hornfelsartig veränderten Schiefermantel (S. 257) und scheinen auch als Randfacies des Tiefengesteines vorzukommen. Dieselben ähneln makroskopisch z. Th. in hohem Grade den westfälischen Quarzkeratophyren, und lassen deutliche Spuren von Druckwirkungen erkennen. Die Quarzdihexaëder derselben zeigen zwischen gekreuzten Nicols die zwillingsartige Streifung parallel den Projectionen der Rhomboëderflächen auf die Schnitte, welche bei manchen Quarzporphyren (cf. S. 644) erwähnt wurde.

Die Quarzkeratophyre sind nur insofern als Vorläufer der Quarzpantellerite zu bezeichnen, als das Na entschieden über K herrscht; sonst sind sie davon durch die Natur der Feldspatheinsprenglinge, durch die Spärlichkeit des farbigen Gemengtheils, der hier Biotit ist, und den SiO_2-Gehalt wohl unterschieden. Die Verwandtschaft der Pantellerite mit den quarzfreien Keratophyren ist grösser.

Ich möchte annehmen, dass die sauren, als Rhyolith-Laven und Nodular Rhyolites von Harker beschriebenen Ergussgesteine von Bala-Alter in Caernarvonshire — ich kenne die Arbeit nur aus dem Referat Mügge's in L. J. 1890. II. 261 — zu den Quarzkeratophyren gehören und zwar zu den stark dynamometamorphen. Nach der Berechnung der leider nicht mitgetheilten Analysen bestehen sie aus 41 Quarz, 24 Orthoklas, 19 Albit, 15 Pinit-artige Substanz, 1 Magnetit. Mich bestärkt in dieser Annahme ihre geologische Beziehung zu Riebeckit-führenden und Augit-führenden Granitporphyren und die Thatsache, dass mir Quarzkeratophyr-Handstücke von Snowdon vorliegen, die ich Herrn Bonney's Freundlichkeit verdanke.

B. Hobson beschreibt mikrogranitischen Quarzkeratophyr aus dem südlichen Theile der Insel Man in Gangform.

F. R. Cowper Reed fand Keratophyre in Pembrokeshire bei Goodwick, Carn Gelli u. a. O. — S. Weidman bespricht einen Quarzkeratophyr von rother Farbe aus dem huronischen Quarzit des südlichen Central-Wisconsin (Baraboo), welcher am Contact zu Sericitschiefer geworden ist.

Man wird versucht, die von Al. Lagorio (Vergleichend petrographische Studien über die massigen Gesteine der Krym, Dorpat) als Meso-Liparite bezeichneten cretacischen Eruptivgesteine nach der von dem Verf. gelieferten Beschreibung und den mitgetheilten Analysen zu den Quarzkeratophyren zu stellen. Lagorio hält die Feldspathe derselben trotz der widersprechenden Ergebnisse der Bauschanalysen ($CaO = 0{,}73,\ 0{,}60,\ 0{,}41$; $K_2O = 0{,}81,\ 1{,}52,\ 1{,}13$; $Na_2O = 4{,}66,\ 5{,}01,\ 6{,}28$) für orthotom, wesentlich weil sie nicht polysynthetisch verzwillingt sind. Dieselben setzen im Neocom am Steilabsturz der Küste bei dem St. Georgskloster, 12 Werst südlich von Sevastopol in einer 3 km langen, bis zu 150 m hohen Klippenreihe auf.

Metamorphosen an und in den Quarzporphyren und Quarzkeratophyren.

Man kann die nach den Grenzflächen von Quarzporphyren hin recht oft auftretenden Structurveränderungen wohl als endomorphe Contactphänomene bezeichnen, wenngleich in denselben ja nicht eigentlich eine Einwirkung des Nebengesteins auf die Eruptivmasse, sondern eine Folge veränderter Entwicklungsbedingungen zu sehen ist. Die wahrnehmbaren Wirkungen sind durchaus unabhängig von der Natur des Nebengesteins. Sie bestehen allgemein in einem Sinken der krystallinen Ausbildung nach einer tieferen Stufe in der Reihe Mikrogranit, Granophyr, Felsophyr, Vitrophyr. — Bei der Untersuchung der Granophyrdecke des oberen Kirneckthales am Hochfelde und der zahlreichen Porphyrgänge dieser Gegend machte ich die Beobachtung, dass eine für das blosse Auge variolitische Structur derselben, welche sich mikroskopisch präciser als eine granosphäritische, respective felsosphäritische erkennen lässt, immer nur in schmalen Gängen oder an der Peripherie grösserer Massen, den Salbändern mächtigerer Gangmassen und in dem Liegenden der Decke zu finden war. Für diese Localität muss also wohl die genannte Structur als eine endomorphe Contacterscheinung aufgefasst werden in ähnlichem Sinne, wie Gümbel solches für die Variolitbildungen der fichtelgebirgischen Diabase nachwies. Weiteren Untersuchungen muss es vorbehalten bleiben, darzuthun, ob dieser Auffassung eine allgemeinere Gültigkeit zukommt.

Soweit darüber bis heute Erfahrungen vorliegen, darf man es als einen durchgreifenden Unterschied der Ergussgesteine überhaupt gegenüber den Tiefengesteinen bezeichnen, dass sie nirgends die tiefgehenden und weit ausgebreiteten Contactmetamorphosen in den Nebengesteinen hervorrufen, wie jene. Unter den spärlichen Beobachtungen, die nach dieser Richtung hin vorliegen, möge hervorgehoben werden, dass Gürich die Schiefer der niederschlesischen Thonschieferformation in dem Contact mit den lagerförmig eingeschalteten Quarzporphyren derart verändert fand, dass sie einen massigen Habitus angenommen hatten und mit braunen, von ausgewitterten Dolomitkörnern herrührenden Rostflecken bedeckt waren. Die Schiefer zeigten dieselben Veränderungen auch im Contact mit Diabasen. — Am Willenberge bei Schönau in Niederschlesien ist nach demselben Autor der dünnblättrige und

graulich glänzende Schiefer im Contact mit Quarzporphyr zu Knotenschiefer umgewandelt. Doch fehlen genauere Angaben, welche entscheiden liessen, ob diese „Knotenschiefer" etwa mit den Granitcontactschiefern oder etwa mit Spilositen zusammenzustellen wären.

Liebe und Zimmermann beobachteten, dass an einem wenig mächtigen Quarzporphyrgange in dem nördlich dem Frankenwalde vorliegenden Berglande die Culmschiefer zu Fleckschiefern, der oberdevonische Kalk in ein Granatgestein umgewandelt und Pyrit reichlich entwickelt ist. Da aber die Fortsetzung dieses Ganges im Culm nicht metamorphosirend gewirkt hat, auch grössere Gänge sonst keinen Einfluss auf das Nebengestein ausüben, so halten sie es nicht für unmöglich, dass die Ursache dieser Metamorphose in einem unter Tage liegenden Granitstock zu suchen sei.

Im oberen Kirneckthale bei Barr tritt Granophyr in Contact mit amphibolführendem Granitit auf. Anstatt des deutlich körnigen Granophyrs hat man auf die Entfernung von wenig Zoll einen flachmuschlig im Grossen, splittrig im Kleinen brechenden Hornsteinporphyr, der unter dem Mikroskop ganz vorwiegend aus einer, wie durch Fluidalwirkung striemigen, das Licht einfach brechenden Masse besteht, aus welcher nur spärliche Pünktchen anisotroper Substanzen hervorleuchten, unter denen Quarz mit Bestimmtheit nachgewiesen werden konnte. — Die Grenze gegen den Granitit ist nicht deutlich erkennbar, vielmehr scheint letzterer mit dem Granophyr an dem Contact zu einer einheitlichen Masse zusammengeschmolzen, aus welcher nur die Quarze unverändert hervortreten, während der Feldspath nicht mehr erkenntlich ist und Glimmer und Hornblende nur in einzelnen Blättchen auseinandergedrängt, spärlich in der zum kleinen Theil structurlosen, grösstentheils mikroskopisch kryptokrystallinen Gesteinsmasse zerstreut liegen.

Dynamometamorphe Phänomene sind der Natur der Sache nach nur in solchen Quarzporphyren zu erwarten, die im Schiefergebirge liegen. Da nun die weitaus meisten deutschen und sonstigen continentalen Quarzporphyre im mehr oder weniger ungestörten Gebirge auftreten, so fehlen jene durch orogenetische Processe bedingten Umwandlungen in Structur und Mineralbestand gemeiniglich. Wo dagegen, wie in Thüringen, Westfalen, den Ardennen, den Alpen, in Wales u. a. O. Quarzporphyre dem gefalteten Gebirge eingeschaltet sind, da lassen sich auch sofort die Spuren der Dynamometamorphose wahrnehmen. Noch ist die Zahl der einschlägigen Beobachtungen keine grosse, offenbar hat sich

der Blick der Petrographen für diese Erscheinungen noch nicht hinreichend geschärft und die Ähnlichkeit dynamometamorph veränderter Quarzporphyre (der sog. schiefrigen Porphyre) mit ebenso beeinflussten Tuffen oder normalen Sedimenten (Porphyroiden) ist eine zu grosse, als dass man heute bereits mit voller Sicherheit allenthalben das ursprüngliche Gestein erkennen könnte. Auch fehlen im Augenblicke noch allzusehr die nothwendigen chemischen Grundlagen auf diesem Gebiete, um z. B. ursprüngliche Quarzkeratophyre und Quarzporphyre in dynamometamorpher Facies unterscheiden zu können. Es hat z. Th. den Anschein, dass gewisse Ausbildungsformen der Feldspathe (die mikroperthitischen) ebensowohl ursprüngliche, wie durch Dynamometamorphose bedingt sein können.

Bereits in dem Abschnitte über die mineralogische Zusammensetzung der Quarzporphyre wurde auf gewisse mechanische Deformationen der Einsprenglinge hingewiesen, welche sich nicht auf die Fluctuation des Eruptivmagmas zurückführen lassen. Ihrer wird man sich wesentlich bedienen müssen, um dynamometamorphe Facies normaler Quarzporphyre erkennen zu können. Hierzu gesellen sich als Kriterien für die Wahrscheinlichkeit der genannten Einwirkungen die reichliche Entwicklung von Sericit und von Quarz-Feldspath-Primärtrümern in der Grundmasse unter gleichzeitiger Ausbildung einer mehr oder weniger deutlich schiefrigen Structur, und ein eigenthümlicher Zerfall sphärolithischer Bildungen in körnige oder strahlige Aggregate von Quarz und Feldspath.

Ch. E. Weiss giebt in der oben citirten Arbeit genauere Nachrichten über die Verbreitung einer eigenthümlichen Streckung in gewissen Quarzporphyrgängen, welche in der Umgebung des Ortes Thal bei Eisenach im Erbstromthal theils in saigeren Gängen den nahezu horizontal liegenden Glimmerschiefer durchsetzen, theils von diesen Gängen aus in kürzeren oder längeren Apophysen lagerartig den Glimmerschieferschichten eingeschaltet sind. Die Streckung, welche sich in dem makroskopischen Habitus der Grundmasse, ganz besonders aber in der parallelen Anordnung der Quarzeinsprenglinge ausspricht, die nicht dihexaëdrisch idiomorph sind, sondern eigenthümlich kaulquappenähnliche Form haben, wurde früher ziemlich allgemein für Fluidalstructur gehalten. Weiss, welcher die Verbreitung dieser Structur in zahlreichen Gängen, ganz besonders aber in den lagerähnlichen Apophysen erkannte, wies überzeugend nach, dass diese Streckung kein fluidales Phänomen sein könne,

da sie nicht parallel den Gangwänden, sondern von Gangwand zu Gangwand, d. h. also parallel der Schieferfläche des Glimmerschiefers und daher in den lagerartigen Theilen der Quarzporphyre auch parallel den Grenzflächen, überdies in allen Vorkommnissen in der gleichen Richtung verlaufe. Er selbst lässt das Phänomen in vorsichtiger Weise ohne Deutung. Combinirt man seine Darstellung mit der mikroskopischen Untersuchung des Gesteins, so darf man in demselben mit grosser Wahrscheinlichkeit eine dynamometamorphe Erscheinung sehen. Die Richtigkeit dieser Deutung ist später von Futterer (l. c.) ausführlich dargethan.

Sämmtliche Quarzeinsprenglinge sind zumeist ohne Lösung der Continuität zunächst zu langbirnenförmigen Gestalten ausgezogen, die im Durchschnitt aus einer Anzahl derartig geordneter Felder zwischen gekreuzten Nicols zusammengesetzt sind, dass die ihnen entsprechenden Theile des Schwänzchenquarzes, wie Lossen diese eigenthümlichen Gebilde treffend bezeichnet hat, um die Längsaxe schwach tordirt sind. In jedem Felde und von Feld zu Feld ändert sich die Lage der Auslöschungsrichtungen stetig mit dem Ort. Wo eine Lösung der Continuität bei der Deformation der Quarze statt hatte, sind die stets sehr schmalen Klüfte mit feinschuppigem Muscovit oder mit holokrystalliner Quarz-Feldspathmasse (die Gesteine gehören zu den einsprenglingsreichen Mikrograniten mit gelegentlich granophyrischen Varietäten) ausgefüllt; dieselbe hat aber ein bemerkbar feineres Korn als die Grundmasse selbst. Bei weiterer Streckung werden die Quarze zu feinen Schmitzen ausgezogen, welche um die noch wohl erhaltenen, wenn auch oft zerbrochenen Feldspatheinsprenglinge wie eine plastische Substanz, jeder Unebenheit der Oberfläche sich anschmiegend, ausgezogen sind. In den vollständig ausgewalzten Gesteinen, wo der Porphyr sich wie Holz in die dünnsten Scheite spalten lässt, liegen nur sehr lange und schmale, aus kleinen Körnern bestehende papierdünne Quarzschlieren, die von der alten Einsprenglingsform nichts mehr erkennen lassen.

Die Feldspatheinsprenglinge (bei den Plagioklasen sind oft die Lamellen verbogen) und die Biotite sind in derselben Richtung in Fragmenten (beim Glimmer in Blättchen) der einzelnen Individuen aneinander hin verschoben. Doch behalten die Feldspatheinsprenglinge ihre Krystallform sehr viel länger als der Quarz. In der ganz schiefrig gewordenen Gesteinsmasse sind dann von ihnen nur kleine Brocken und Körner noch zu erkennen als kleine

höckerige Erhebungen auf der fast ebenen Schieferungsfläche des Porphyrs. Ebenso zeigt die aus einem ziemlich grobkörnigen Aggregat von Orthoklas und Quarz bestehende Grundmasse eine deutliche Streckung in der Richtung der Birnenaxe der Quarze und wird mit zunehmender Streckung immer feiner körnig. Das Endproduct der mechanischen Umwandlung ist ein dünnschiefriges dichtes Gestein ohne alle Einsprenglinge.

Noch deutlicher lassen sich diese Vorgänge mikroskopisch verfolgen. Sie sind dann durchaus gleichartig denjenigen, welche S. 411 am Granitporphyr erwähnt wurden. Dass die schon makroskopisch vorzüglich zu verfolgende Deformation des Quarzes, welche mikroskopisch dieses Mineral geradezu wie eine plastische, nicht wie eine starre Masse erscheinen lässt, ein Druckphänomen sei, ergiebt sich sehr deutlich aus der optischen positiven Zweiaxigkeit mit kleinem 2E des Minerals bei senkrechter Lage der Ebene der optischen Axe zur Streckungsrichtung zu erkennen. — Der Orthoklas verhält sich weit mehr wie ein starrer Körper; er zerfällt durch Risse, welche zur Streckungsrichtung senkrecht stehen, aber keine nachweisbare Beziehung zum Krystallbau des Minerals haben, in Stücke, welche mehr oder weniger gegen einander verschoben sind. Diese Risse und Sprünge sind mit Neubildungen von wasserhellem Feldspath, seltener auch von Quarz erfüllt. Die Grundmasse hingegen ist nicht in diese Sprünge eingedrungen, wie geschehen wäre, wenn das Gestein im flüssigen Zustande deformirt wäre. Die Feldspathfragmente zeigen eine bald sehr deutliche, bald äusserst feinlamellare Mikroklingitterstructur, die ins Unentwirrbare sich verlieren und zuletzt nur noch als undulöse Auslöschung erscheinen kann. Dem Orthoklas des unveränderten, nicht gestreckten Porphyrs fehlt jede Andeutung dieser Structur ebenso wie dem bei der Streckung neugebildeten Feldspath. Bei manchen Feldspathen zeigt sich auch an den beiden, parallel der Streckung gerichteten, Grenzflächen ein schmaler Saum von Quarz-Feldspath-Neubildungen mit einer granophyrähnlichen Verwachsung dieser beiden Mineralien. — In der Streckungsrichtung setzen sich vor und hinter den Quarz- und Feldspatheinsprenglingen kegelartige Räume an, welche im Durchschnitte dreieckig, im Körper flach conisch sind und mit ihrer Basis sich an den Einsprengling ansetzen, während ihre Spitze von diesem um so weiter abliegt, je mehr das Gestein gestreckt ist. Diese Räume sind mit einem Aggregat von Quarz, Feldspath und Eisenoxyden gefüllt. — Wo

Quarz- und Feldspatheinsprenglinge sich infolge der Streckung berühren, bildet immer der Feldspath das Widerlager, um welches der Quarz sich eng herumschmiegt, nie ist es umgekehrt. — Der Oligoklas verhält sich genau wie der Orthoklas.

Die Grundmasse des Gesteins zeigt bis zu einem gewissen Stadium der Streckung nur eine allerdings sehr weitgehende Abnahme des Korns bis zur Unauflöslichkeit hinab. Dann aber beginnt zunächst an den der Streckung parallelen Seiten der Quarz- und Feldspatheinsprenglinge, nie an den in der Streckungsrichtung liegenden flachconischen Räumen eine intensive Entwicklung von Sericitstriemen, die sich ganz besonders breit und deutlich da gestalten, wo sie zwischen naheliegenden Einsprenglingen sich gewissermaassen hindurchdrängen. Ebenso strahlen von den Punkten, wo Quarz um eine Feldspathkante etwa herumgebogen ist, nach beiden Seiten hin divergirende Büschel von Sericitfasern aus, die sich dann allmählig in die Gesteinsmasse verlieren. Erst in den sehr stark geschieferten Gesteinstypen wird die Sericitbildung allgemein und solange man die kleinen Fragmente der Einsprenglinge erkennen kann, sieht man auch die ihren Längsseiten folgende Häufung des Sericits. Mit Abnahme der Dimensionen der Feldspathfragmente verfallen auch diese der Sericitbildung und es resultirt als Endproduct ein sehr dünnblättriger Quarz-Sericitschiefer mit papierdünnen Quarzlinsen. Der Sericit hat eine gelbliche bis grünliche Farbe oder er ist vollkommen farblos. Die rothe Färbung des Gesteins ist durch fein vertheiltes Eisenhydroxyd bedingt.

Vergleicht man die mechanischen Deformationen in dem genannten Quarzporphyr mit denen derselben Mineralien in Graniten, so fällt eine Thatsache auf: die randliche Kataklase, welche bei den hypidiomorph-körnigen Tiefengesteinen eine so verbreitete Erscheinung ist, fehlt bei den dynamometamorph veränderten Quarzporphyren oft nahezu vollständig. Dieser Unterschied ist ein allgemeiner, nicht auf eine einzelne Localität beschränkter. Die Ursache dafür kann nur in der Structur liegen; bei den Tiefengesteinen wird Korn an Korn gerieben und gequetscht, bei den porphyrischen liegen die grösseren Individuen in einer angenähert homogenen dichten Masse. Daher treten in letzterem Falle entweder nur schwache optische Deformationen oder aber vollständige innere Zertrümmerung auf.

Ein anderes Beispiel für dynamometamorphe Veränderungen haben wir in dem sphärolithischen Quarzporphyr der Bruchhäuser

Steine bei Brilon in Westfalen, welchen Lossen und Mehner in den oben genannten Aufsätzen behandelt haben. Die Deformation der Quarze ist keine so weit gehende, wie bei Thal; zumal die äussere Form ist besser erhalten. Dagegen findet sich oft eine bereits oben erwähnte, an Zwillingslamellirung erinnernde Streifung der Durchschnitte, und eine Auflösung in mehr oder weniger regelmässig begrenzte Theilstücke. Lossen giebt an, dass die Theilung den Flächen von $\pm$R, ∞R und oR folge und in der That besitzen Schnitte durch die Quarzdihexaëder parallel der Endfläche bisweilen fast das Aussehen eines dachziegelförmig aufgeschichteten Tridymitaggregates. Die Feldspathe dieses Gesteines sind recht stark deformirt; die Bruchlinien derselben folgen bald den Blätterdurchgängen, bald sind sie ganz regellos; zwischen die Fragmente hat sich ein feinschuppiger Kaliglimmer abgesetzt, der auch in der Grundmasse reichlich auf Kosten des Feldspathgehalts entwickelt und flasrig angeordnet, besonders auch derart an zwei in der Streckungsrichtung polarentgegengesetzten Stellen der Quarz-, seltener der Feldspatheinsprenglinge angesetzt ist, als fülle er hier kleine, ursprünglich leere, conische Räume. Diese Sericitbildung ist auch hier besonders lebhaft in den Zwischenräumen zwischen zwei nahe aneinander liegenden Quarz- oder Feldspatheinsprenglingen, wo die Streckung der Gesteinsgrundmasse sehr auffallend ist. Neben dem normalen Feldspath sind Einsprenglinge eines mikroperthitisch aus Orthoklas und Albit gemengten Feldspaths oft spärlich, oft reichlicher vorhanden; in diesen erweisen sich die Orthoklas- und Albitfelder derart ineinander verzahnt und in ihrer Vertheilung oft so an Bruchlinien gebunden, dass man auf die Vermuthung geführt wird, die Perthitstructur stehe genetisch mit der Dynamometamorphose des Gesteins in Beziehung. — Die Sphärolithe des Gesteins haben fast durchweg ihren radialen Bau eingebüsst, sind oft verquetscht, auch wohl auseinander gesprengt und durch Sericit oder Gemenge von Sericit und Quarz, wohl auch Albit, verkittet. Dieselben erweisen sich als regellos körnige Aggregate von Feldspath (? Albit) und Quarz, oder aber diese beiden Substanzen sind auch wohl dem Anschein nach von der Peripherie des Sphärolith aus roh concentrisch strahlig geordnet. Dann sind dieselben auch bisweilen hohl und lassen schon mit der Loupe kleine Albit- und Quarzkryställchen in ihrem Innern wahrnehmen. Eine gleiche Veränderung haben die noch gut nach ihrer Form erkennbaren Aureolen um die Quarzeinsprenglinge erfahren.

— In der Grundmasse erscheint als Neubildung neben dem Sericit ziemlich reichlich auch Chlorit in Schuppen und Sphärokrystallen, die meistens in flachgeschwungenen Reihen der Gesteinsstreckung entsprechend geordnet sind, in andern Handstücken auch im Gemenge mit Sericit auf kreisförmig umlaufenden Schnüren liegen, die vielleicht alten perlitischen Sprüngen entsprechen. Diese Sericitisirung der Grundmasse kann eine nahezu vollständige werden; dann stellen sich auch mehr und mehr kleine rundliche bis elliptische Nester und langgestreckte Schnüre von Quarz-Albit-Aggregaten ein. Diese Trümer liegen z. Th. in der Streckungsrichtung des Gesteins und lassen dann keine bestimmte Anordnung der Gemengtheile erkennen, oder aber sie liegen quer gegen die Streckung und dann stehen Quarz und Albit mit senkrechten Stengeln auf der Trumwand. Gelegentliche Schiefereinschlüsse sind ebenfalls sericitisch verändert und führen bisweilen grössere Muscovittäfelchen. Sie scheinen bisweilen förmlich in die sericitische Porphyrgrundmasse zu verfliessen, doch macht sie ihr Gehalt an Rutilnädelchen leicht kenntlich. — Die Unterscheidung solcher dynamometamorphen Quarzporphyre von Schiefer- oder Tuffporphyroiden kann überaus schwierig und unsicher werden. Lossen nennt ferner wasserhelle Kügelchen, welche ein zierliches Interferenzkreuz liefern; er vermuthet Hyalit oder Chalcedon in denselben. — Ob der gelegentlich recht reichliche Epidot und Calcit oder andere Carbonate zu den dynamometamorphen Neubildungen gehören, oder erst durch normale Verwitterung gebildet seien, ist nicht zu entscheiden.

Lossen rechnet auch die von Loretz (Jahrb. k. preuss. geolog. Landesanstalt für 1881, S. 175, sqq.) u. A. zu den Porphyroiden gestellten Vorkommnisse vom Bärentiegel bei Katzhütte und von Langenbach im südlichen Thüringerwald zu den dynamometamorph veränderten, z. Th. sehr stark sericitisirten Quarzporphyren und neuerdings schliesst sich Loretz dieser Auffassung in den Erläuterungen zu den Blättern Königsee und Gross-Breitenbach (1892) der preussischen geologischen Karte an.

Überaus ähnlich sind die Verhältnisse in den von Renard und La Vallée-Poussin beschriebenen schiefrigen Quarzporphyren von Bierghes, welche sie früher als Porphyroide angesehen hatten. Faust- bis mehrere cubikmetergrosse Kerne von einem wenig schiefrigen, plagioklasreichen Quarzporphyr werden von chloritschieferähnlichen Flasern von wechselnder Mächtigkeit eingehüllt

und zugleich verbunden. Innerhalb der festen Kerne von Porphyr ist die Entwicklung ganz analog derjenigen im schiefrigen Porphyr der Bruchhäuser Steine, nur dem Grade nach geringer, da die Sphärolithe und Quarz-Aureolen keine Veränderung zeigen; die Chloritbildung ist eine sehr reichliche, die Sericitbildung weniger hervortretend, dagegen ist der Quarzporphyr in den, einem Chloritschiefer oder chloritischen Thonschiefer ähnlichen, Flasern, welche offenbar den bei der Gleitung wirkenden Reibungsflächen entsprechen, zu einem schiefrigen Gemenge von Chlorit und Sericit geworden, welch letzterer z. Th. deutliche Pseudomorphosen nach Feldspath bildet. Die Sphärolithe und die Feldspatheinsprenglinge sind nahezu vollständig verschwunden; nur die Quarzeinsprenglinge zeigen dieselbe Beschaffenheit, wie in den wenig metamorphosirten Porphyrkernen.

In dem von denselben Autoren früher als porphyroïde sériciteux (l. c. p. 214) beschriebenen Gestein von der Eisenquelle bei Laifour wird man gleichfalls einen, in ähnlicher Weise dynamometamorphen, nur chloritarmen Quarzporphyr zu sehen haben, dessen mikroperthitisch aus Orthoklas- und Albitfeldern gemengten Einsprenglinge ebenfalls den Eindruck erwecken, als haben sie ihre Perthitstructur erst durch die Streckung des Gesteins erhalten. — Durchaus analoge Phänomene, wie sie von den Bruchhäuser Steinen beschrieben wurden, zeigen früher als Porphyroide betrachtete Vorkommen von Rimogne (mit sehr starker randlicher Kataklase der Feldspathe), und von Mairus. Die dem Filon A der genannten Autoren (l. c. p. 211) entstammenden Handstücke zeigen hie und da deutliche Reste von Granophyrstructur. Der Filon B derselben Localität ist ein dynamometamorpher Diabas. Die untersuchten Proben verdanke ich der Güte des Herrn Renard.

Nach C. Schmidt sind mit den theils mikrogranitisch, theils granophyrisch ausgebildeten Porphyren der Windgälle schiefrige Porphyre verbunden, die sich durch Dynamometamorphose aus den granophyrischen Abarten entwickelten. Gewissermaassen zwischen dem normalen und gestreckten Gestein stehen vermittelnd zerdrückte und in kleinere und grössere, scharfkantige, meist ebenflächige und ungefähr rechteckige Brocken zertrümmerte Gesteine. Mit zunehmender Zertrümmerung häuft sich in der Grundmasse der schiefrigen Porphyre ein grünlicher Sericit, während sonst die granophyrische Structur derselben erhalten bleibt. Bei noch hochgradigerer Veränderung scheidet sich der Sericit in grossen Flatschen

aus, oder bildet schliesslich mit wenigen quarzitischen Brocken das ganze Gestein. Im normalen Gestein findet sich dieser Sericit fast nur in Pseudomorphosen nach Feldspath oder entwickelt sich aus Chlorit. Die Einsprenglinge in den schiefrigen Porphyren sind zersprungen und zeigen die oben besprochenen Wirkungen des Gebirgsdrucks. Auch C. Schmidt erwähnt die winzigen Sphärolithe aus den schiefrigen Windgälle-Porphyren, wie Lossen aus denen der Bruchhäuser Steine.

Ferner beschreibt C. Schmidt zwei sericitschieferähnliche Gesteine vom Piz Cavel und von Fronscha im Hintergrunde des Somvixer Thales als „Porphyrschiefer". Ebenso betrachtet er den Rofnagneiss des Suretta-Massivs als dynamometamorphen Mikrogranit oder Granitporphyr.

Milch wies Melaphyr und in tieferem Niveau Quarzporphyr in dem Nord- (oberhalb Mettmen an der Schwirrenwand und Oberen Küche) und Südflügel (zwischen Tavanasa, Ruis und Panix) der Glarner Doppelfalte nach, der analog dem Windgälle-Vorkommen theils zu einem „Felsitschiefer" von quarzitischem Habitus, theils zu Sericitschiefer geworden ist.

Gümbel beschreibt einen anscheinend dynamometamorph veränderten Quarzporphyr von Bellalunga bei Bergün in Vergesellschaftung mit Verrucano. Er verwirft jedoch die Dynamometamorphose und nimmt an, diese Porphyrschiefer, die er mit Windgälle, Rofna, Besimaudit u. s. w. vergleicht, seien „eine deckenartige Ausbreitung einer eruptiven Porphyrmasse, welche sich während der Ablagerung von Sedimentschichten vielfach wiederholte, wobei durch rasche Abkühlung ein Zerreissen und Zerklüften der Quarzausscheidungen erfolgte, während die Bewegung der Masse die durch die Streifung der Mesostasis angedeutete Fluctuationserscheinung hervorrief."

E. Jacquot und A. Michel-Lévy beschreiben ein ganz vorwiegend aus Sericit bestehendes Lagergestein des Culm im Thal von Aspe (Basses-Pyrénées) unfern Aydius, in welchem Quarzdihexaëder mit allen Eigenschaften des Porphyrquarzes eingesprengt sind. Interessant ist das Auftreten des Rutils in feinen Nadeln und Zwillingen. Die Autoren sprechen es nicht direct aus, lassen es aber aus ihrer Darstellung schliessen, dass sie das Gestein zu den Quarzporphyren, nicht zu den Schiefer-Porphyroiden stellen, woran man des Rutils wegen wohl denken könnte. Ein ähnliches von Jannetaz (Bull. Soc. min. Fr. 1880. III. 82) als Pinit be-

schriebenes Gestein tritt in demselben geologischen Horizonte bei Changé (Mayenne) auf. — Man vergleiche auch die Angaben Bergeron's über Plavierit S. 419.

In den Schilderungen, welche die englischen Petrographen Bonney, Cole und Rutley von cambrischen quartz-felsites and felsites der Grafschaft Wales entwerfen, sowie in den ihre Arbeiten begleitenden Abbildungen begegnet man gar häufig Angaben, welche auf bedeutende Entwicklung dynamometamorpher Phänomene in den Porphyrdecken dieser Gegend und in den sie begleitenden Tuffen schliessen lassen. Dass bei der Herausbildung des jetzigen Zustandes dieser Gesteine Druckkräfte in hohem Maasse betheiligt waren, geben die genannten Autoren z. Th. selbst an. Die mechanischen Deformationen der Einsprenglinge sind ihnen nicht entgangen; jedoch fehlt hie und da eine schärfere Mineralbestimmung und eine Unterscheidung der dynamometamorphen Neubildungen von dem ursprünglichen Bestande. Dass unter den ersteren der Sericit, und zwar auch hier ein grünlicher Sericit eine grosse Rolle spielt, geht z. B. aus Bonney's Angaben (parts of the slide resemble a breccia cemented by a filmy pale-greenish-yellow mineral Q. J. G. S. 1879. XXXV. 313) über Gesteine von Cwm-y-Glo, und mit ähnlichen Worten über nodular felsites der Bala-Gruppe von Conway Falls (Q. J. G. S. 1882. XXXVIII. 291) hervor, wo geradezu die Ähnlichkeit der fraglichen Substanz mit Sericit ausgesprochen wird; Cole lieferte dafür den directen Beweis durch eine Analyse grösserer Ausscheidungen in den zu Quarz und dunklem Sericit umgewandelten Kugeln eines an grossen z. Th. stark abgeplatteten Späroiden reichen, quarzporphyrähnlichen Gesteins von Digoed. — Nun aber ergiebt sich theils aus den Abbildungen, theils aus den Beschreibungen bei Bonney mit grosser Wahrscheinlichkeit, dass in dem genannten Gebiete dynamometamorphe Eruptivgesteine (schiefrige Porphyre) und dynamometamorphe Schichtgebilde und Tuffe (Porphyroide) nicht scharf getrennt sind. Dem widersprechen auch nicht die spärlich mitgetheilten chemischen Angaben in den genannten Autoren. Es würde von hohem Werthe sein, wenn diese wallisischen Gesteine in vergleichender Zusammenstellung mit den „Lenneporphyren" und den thüringischen Porphyroiden von Neuem untersucht würden. Handstücke von manchen Localitäten dieses Gebietes, welche ich der Freundlichkeit von Herrn Bonney verdanke, zeigen nach Art und Grad dieselben Phänomene, wie die Quarzporphyre von den Bruchhäuser Steinen.

Auch die alten perlitischen Sprünge sind hier von Chlorit- oder Chlorit-Sericitschnüren erfüllt, wie z. B. in einem einsprenglingsarmen, lagerförmigen Quarzporphyr aus den Bala-Beds des Snowdon, oberhalb Llanberis. Nach der Häufigkeit zwillingsgestreifter und felderweise mikroperthitisch aus Orthoklas und Albit gemengter Feldspathe dürften wohl manche dieser Gesteine (zwischen Llanberis und Cwm-y-Glo, NW. von Cwm-y-Glo, Llyn Padarn bei Llanberis) zu den Quarzkeratophyren besser, als zu den Quarzporphyren zu stellen sein. Ebenso scheinen die nodular felsites von den Conway Falls und wohl auch das von Cole beschriebene Gestein von Digoed den Quarzkeratophyren anzugehören. Die Sericitisirung der Grundmasse in dem erstgenannten ist eine vollkommene und die Quarz-Albit-Trümer und Nester geradezu typisch.

Von einer Beschreibung der dynamometamorph-schiefrigen Quarzkeratophyre Westfalens kann Abstand genommen werden, da sie genau dieselben Charaktere zeigen, wie die an den Quarzporphyren beschriebenen, oft verquickt mit Carbonat- und Erzbildung. Dass die Carbonatbildung jedenfalls z. Th. der dynamischen Umformung voraus ging, beweisen die Quetschungen und Zerrungen, welche die sonst scharfen Rhomboëder des Braunspaths erfahren haben.

Die hervorragende Wichtigkeit dieser dynamometamorphen Umwandlungen der Quarzporphyre in z. Th. quarzitähnliche, z. Th. sericitische Schiefer erkennt man erst bei dem Studium des krystallinen Grundgebirges. Die alte Regel, dass der Quarzporphyr dem krystallinen Schiefergebirge fehlt, ist nur richtig, wenn man dem Quarzporphyr das Prädikat „unverändert“ giebt. In dynamometamorpher Facies gehört er zu den häufigsten Massen und die zu Häupten dieses Capitels citirten Arbeiten von O. Nordenskjöld, G. H. Williams und J. Bascom nebst andern behandeln solche präcambrische Gesteine. A. C. Lawson sagt: The rocks of the Keewatin Series which, in field parlance, are referred to felsitic schists, but which in strict nomenclature are for the greater part altered quartz-porphyries, occur sometimes as formations of enormous thickness, occupying extensive areas and sometimes as comparatively insignificant beds a foot in thickness u. s. w. und beschreibt dann für das Rainy Lake-Gebiet Canadas dieselben Vorgänge, die wir hier schilderten. Solche Gebilde werden ihre Besprechung im 3. Bande dieses Buches finden.

Tuffe der Quarzporphyre und Quarzkeratophyre.

Eine umfassende mikroskopische Untersuchung der klastischen Glieder der Quarzporphyrfamilie steht noch aus. Von einer älteren und nicht sehr präcisen Beschreibung gewisser Felsittuffe des sächsischen Rothliegenden von A. Anger abgesehen, liegen auf mikroskopische Forschung gegründete Angaben von Cohen über Odenwälder, von Harada über Luganer Porphyrtuffe, von den sächsischen Landesgeologen über solche aus Sachsen, von Mehner über westfälische, von E. E. Schmid über thüringische, von Stelzner über solche der Anden, von Williams über ein Vorkommen vom Kesselberge im Schwarzwald, von Gerhard über ein solches von Lüspelkopf bei Gebweiler in den Vogesen, von Bonney und Davies mehr gelegentliche Mittheilungen über walisische Repräsentanten dieser Familie vor. Mit Benutzung der genannten Arbeiten und eigener Beobachtungen lässt sich constatiren, dass die klastischen Quarzporphyrgesteine, wie ihr Name sagt, aus fragmentarem, ursprünglich sicher in lockerem Zustande ausgeworfenem Porphyrmaterial, also aus Bruchstücken und Krystallen der Einsprenglinge dieser Gesteine, und aus gröberen, lapilliähnlichen Brocken, sowie aus sehr fein zerriebenen, aschenähnlichen Theilchen des Gesteins selbst bestehen. Je nachdem eine oder die andere Art von Fragmenten vorwaltet, kann man dichte Tuffe (dahin gehören viele sogenannte Thonsteine), Krystalltuffe und agglomeratische Tuffe unterscheiden.

Die dichten Tuffe, zu denen u. a. die plasmaähnlichen grünen und gebänderten Vorkommnisse vom Ölberg* und Wendenkopf nördl. von Heidelberg, viele sächsische Thonsteine, die Tuffe aus dem Silur von Potrero de los Angeles, La Rioja, Argentinien, gehören, enthalten spärliche, scharfkantige Fragmente von Quarzkrystallen und gelegentlich sehr frischen Feldspath, seltener Blätter von Biotit oder Muscovit in einer bei gewöhnlichem Lichte ziemlich homogen aussehenden, mehr oder weniger farblosen und mit sehr fein vertheilten Eisenoxyden verschiedener Art durchsprenkelten Grundmasse. Zwischen gekreuzten Nicols treten aus dieser Grundmasse oft nur spärliche, sehr kleine, doppelbrechende Körnchen oder

* Andreae und Osann gelang es, in diesen Tuffen die Aschenstructur, d. h. den Aufbau aus winzigen, concav bogenförmig begrenzten Glastheilchen nachzuweisen. Natürlich sind diese Theilchen nicht mehr Glas, sondern in der beschriebenen Weise krystallin und mit Opal durchtränkt.

Leistchen heraus, während der Rest sich isotrop verhält. In andern Vorkommnissen häuft sich die Menge der doppelbrechenden, aber stets äusserst kleinen Körnchen und Blättchen so sehr, dass eine isotrope Substanz nicht mehr nachweisbar ist. Unter den doppelbrechenden Theilchen dieser Grundmasse ist ein farbloser, sehr feinfilziger Glimmer in einzelnen Individuen, oder in mehr weniger geradlinig begrenzten Aggregaten von angenähert rectangulärer Form, wohl auch in rundlichen und elliptischen Flecken, oder endlich in längeren und breiteren, sich gelegentlich verzweigenden Strähnen recht sicher zu erkennen; ebenso bietet die Deutung grünlicher Schuppen und Aggregate als Chlorit keine Schwierigkeit. Dagegen ist die Bestimmung der winzigen, doppelbrechenden Körnchen als Quarz oder Feldspath zumeist eine hypothetische. Selbst die Unterscheidung des hellen Glimmers von Kaolin ist meistens ohne chemische Hilfsmittel nicht ausführbar. — Dass die in solchen Grundmassen nachweisbare isotrope Substanz in mahchen Fällen amorphe Kieselsäure (Opal) sei, wurde zuerst von E. Cohen an den Odenwälder Tuffen dargethan, aus welchen er durch Behandlung mit Kalilauge 11 % eines Kieselsäurehydrats ausziehen konnte; ob eine solche Deutung allgemeiner zulässig sei, darüber fehlt es an Anhaltspunkten. Der Aufbau solcher Grundmassen aus fragmentaren Partikeln ist fast nirgends mit Sicherheit nachweisbar; sie sehen meistens durchaus einheitlich aus. Mikrofelsitischer Habitus ist nur selten bei solchen Grundmassen vorhanden. Die Feldspatheinsprenglinge sind sehr oft stark kaolinisirt oder in dichten Muscovit (Pinitoid) umgewandelt; der Biotit zeigt die gleichen Veränderungen, wie in den Quarzporphyren selbst. Gelegentlich finden sich Zirkonkryställchen. Williams beobachtete anscheinend einmal Rutil am Kesselberge. — Die Unterscheidung dieser dichten Porphyrtuffe (Thonsteine) von massigen Quarzporphyren kann überaus schwierig und unsicher werden. — Cohen, welcher die amorphe Kieselsäure für später zugeführt hält und solche Tuffe demgemäss silificirte Tuffe nennt, glaubt auch die frischen Feldspathkrystalle und kleine silberweisse Glimmerblättchen in den Gesteinen vom Ölberg und Wendenkopf für Neubildungen ansehen zu sollen.

Krystalltuffe, wie sie Cohen vom Feuersteinbuckel und Vorderheubach im Odenwalde, Harada aus der Gegend von Lugano und Klockmann aus dem Flechtingen-Neuhaldenslebener Höhenzuge, NW. von Magdeburg, beschrieb und wie sie im sächsischen Roth-

liegenden vielfach vorkommen, werden vorwiegend aus Krystallen und Fragmenten von Quarz und Feldspath, spärlicher von Biotitblättchen und weissem Glimmer nebst vereinzelten Vorkommnissen der accessorischen Mineralien der Quarzporphyre aufgebaut. Wo neben diesen Mineralien ein Cäment nur ganz untergeordnet oder überhaupt nicht sicher nachweisbar vorkommt (Odenwald) erhalten die Gesteine einen arkoseähnlichen Habitus. Ist ein Cäment vorhanden, so hat dieses die Eigenschaften der Grundmasse der dichten Porphyrtuffe. Auch hier kann die Unterscheidung von compacten Porphyren recht schwierig werden. Die Grundmassen solcher Krystalltuffe, welche bei schwachen Vergrösserungen allotriomorph-holokrystallin zu sein scheinen, erweisen sich bei starker Vergrösserung bisweilen durchweg sphärolithisch. Das ist z. B. der Fall bei einem durch Chlorit grüngefärbten Krystalltuff der Gegend von Rochlitz. Die sphärolithischen Gebilde sind farblos und optisch positiv; die grösseren derselben sind nach blättriger Structur und Doppelbrechung recht sicher als Muscovit oder Kaolinkugeln und Rosetten zu bestimmen. Diese Deutung wird dadurch gestützt, dass die pinitoiden Umwandlungsproducte der Feldspathe die gleichen Gebilde reichlich enthalten.

Agglomeratische Tuffe enthalten vorwiegend lapilliähnliche und aschenähnliche Bruchstücke von Quarzporphyr, deren Grösse eine sehr geringe zu sein pflegt, so dass man sie erst unter dem Mikroskope erkennt. Die Formen dieser Fragmente sind äusserst mannichfache. Meist rundlich, seltener kurz oder lang stabförmig, halbmondförmig, hammerähnlich, dreieckig oder sonstwie polygonal mit bald geraden, bald convex-, bald concavlinigen Rändern, durchaus übereinstimmend mit gewissen gröberen vulkanischen sauren Aschen, sind die Bruchstücke in manchen Fällen direct aneinander gepresst, gewissermaassen gelenkförmig ineinander gefügt, in andern Fällen durch ein homogenes Cäment verkittet, wie es die Grundmasse der dichten Tuffe bildet. Die Fragmente gehören nach Art ihrer Grundmasse-Ausbildung bald zu den felsophyrischen, bald zu den kryptokrystallinen, seltener zu den vitrophyrischen Quarzporphyren. Krystallfragmente pflegen zahlreich beigemengt zu sein. Überhaupt gehen diese drei Abtheilungen durch wechselndes Überwiegen der Krystallfragmente, der Porphyrlapilli und der dichten Grundmasse ineinander über, wie sie ja auch stratigraphisch oft durch Wechsellagerung verbunden sind. — Solche agglomeratische Porphyrtuffe kommen unter den braunen Tuffen der Gegend von

Rochlitz und bei Colditz in Sachsen vor*. Bonney beschreibt sie aus der Umgebung von Llyn Padarn in Caernarvonshire und gebraucht für sie den Namen Agglomerate.

Ausscheidung von Kieselsäure in der Form von Nestern und Adern von Chalcedon und Hornstein sind in allen Porphyrtuffen verbreitet. Dem eigentlichen Porphyrmaterial ist auch fremde Gesteinssubstanz in Brocken der durchbrochenen Gesteine vielfach beigemengt.

Wo die Porphyrtuffe im gestörten Gebirge liegen, erleiden sie ähnliche Dynamometamorphosen, wie die Quarzporphyre selbst. Die Eventualität eines solchen Processes hat Lossen bereits im Jahre 1869 (Z. D. G. G. XXI. 330) ausgesprochen, und das Studium der sog. Porphyroide lässt keinen Zweifel daran, dass für viele derselben echte klastische Porphyrtuffe das ursprüngliche Material lieferten. Die mehr oder weniger vollkommene Identität des stofflichen Substrats bei dynamometamorphen Quarzporphyren und ebensolchen Quarzporphyrtruffen einerseits, die Identität der metamorphosirenden Kräfte und Agentien, welche auf Porphyrtuffe und Schiefergesteine andererseits einwirkten, bedingt es, dass nach dem heutigen Standpunkt unserer Erfahrungen auf diesem Gebiete die Unterscheidung von dynamometamorphen Quarzporphyren, dynamometamorphen Porphyrtuffen (Lossen nennt sie sehr glücklich Klasto-Porphyroide) und eigentlichen Porphyroiden (d. h. dynamometamorph veränderten Sedimentgesteinen) grosse Schwierigkeiten hat. Die Mineralien, welche alle diese Gesteine gemeinschaftlich aufbauen, sind dieselben: Quarz, Feldspath (Orthoklas, Albit, Mikroperthit), Sericit, Chlorit, Calcit, Epidot, Titanit, Carbonspäthe u. s. w. Man wird daher die Unterscheidungsmerkmale in der Form und Ausbildungsart dieser Gemengtheile, sowie in der Modalität ihrer Anordnung, also in der Gesteinsstructur zu suchen haben.

Ohne irgendwie Abgeschlossenes und Unumstössliches auf diesem schwierigen Felde bieten zu können, glaube ich dennoch, die Resultate mittheilen zu sollen, welche das Studium eines z. Th. von Lossen's kundiger Hand gesammelten Materials aus dem Harz

---

* Die für das Mikroskop krystallinen Tuffe von Garsebach bei Meissen hält Sauer für unkrystallisirte glasige Aschen, die eine poröse Beschaffenheit gehabt haben müssen, da in ihnen linsenförmige und rundliche Partien von gröberem Korn und offenbar centripetaler Anordnung der sie füllenden Quarz-Feldspath-Aggregate sich finden. Bei Wachtnitz ist dieser Tuff verkieselt und enthält hexagonale Biotitblättchen, die dem Aschenregen angehörten.

und Westfalen ergab. — Man kann es zunächst als einen Erfahrungssatz aussprechen, dass bei der krystallinen Differenzirung der zu Porphyroiden sich umwandelnden Sedimentgesteine, zumal der Schiefer, die concretionäre Trum- und Nesterbildung, nicht die Entwicklung idiomorpher Einsprenglinge, das Normale ist, während bei der krystallinen Differenzirung schmelzflüssiger Eruptivmassen das Umgekehrte stattfindet. Da nun die Dynamometamorphose die ursprüngliche Gesteinsstructur z. Th. nur modificirt, nicht absolut verwischt, dort aber, wo allerdings über die ursprüngliche Gesteinsstructur eine gänzlich andere — ich möchte sagen übergedruckt ist, dennoch gewisse Eigenthümlichkeiten der ersteren bestimmend fortwirkten, so kommt es darauf an, wie bei einem Palimpsest, das Ursprüngliche herauszulesen. Er dürfte das reichliche Vorhandensein von idiomorphen Einsprenglingen, zumal wenn dieselben (wie etwa in Glasinterpositionen, durch magmatische Resorptionen bedingten chemischen Deformationen u. s. w.) deutliche Beweise ihres pyrogenen Ursprungs tragen, beweisend sein für ursprünglich eruptives Material. Ebenso wird ein solcher als wahrscheinlich indicirt, wenn die grösseren Individuen eine evident fragmentare Form besitzen, also von Bruchflächen begrenzt werden. Das absolute Fehlen solcher Einsprenglinge dürfte für ursprüngliches Schiefermaterial sprechen; die Annahme eines solchen wird in keiner Weise gehindert durch selbst reichliches Vorhandensein grösserer Individuen, deren allotriomorphe Begrenzung nicht durch Bruch, sondern durch Gegeneinanderwachsen mit den Gemengtheilen der Grundmasse bedingt ist. In wie weit mechanische Deformationen (undulöse Auslöschung, randliche Kataklase u. s. w.) der einsprenglingsartigen Gemengtheile für die Präexistenz dieser mit Beziehung auf den Zeitpunkt der Dynamometamorphose sprechen, ist oft nicht sicher zu constatiren. Die Erfahrungen an den Einsprenglingen der contactmetamorphen Gesteine (Andalusite u. s. w. der Hornfelse) deuten an, dass eine mechanische Deformation von Gesteinsgemengtheilen nicht bewirkt wird durch dieselben geologischen Vorgänge, welchen sie ihre Bildung verdanken. Immerhin ist nicht zu übersehen, dass der Process der Gesteinsumwandlung durch orogenetische Vorgänge ein sehr langsamer und durch lange Zeitläufte hin anhaltender ist, und dass demnach recht wohl die in früheren Abschnitten entstandenen Neubildungen in späteren Abschnitten desselben Processes deformirt werden können.

Wie die Grundmasse der Quarzporphyre sich in einer dynamometamorphen Facies entwickelt, wurde im vorhergehenden Capitel beschrieben. Die unter denselben Verhältnissen sich vollziehende Umgestaltung eines Porphyrtuffes, oder richtiger eines Quarzkeratophyrtuffes, findet man gut dargestellt an einem Vorkommen unterhalb Jagdschloss Röspe bei Berleburg im obersten Ederthalgebiet in Westfalen. Bei schwacher Vergrösserung erblickt man zunächst Fragmente von Quarz- und Feldspathkrystallen, darunter viel zwillingsgestreifte, theils selbständig, theils in sehr kleine, rundliche oder ellipsoidische, selten eckige, trübe Gesteinspartikel eingebettet. Diese trüben und wenig lichtdurchlässigen Partikel sind z. Th. ganz isotrop, z. Th. enthalten sie kleine, nicht deutbare, doppelbrechende Körnchen und grössere Sericittafeln. Ein Vergleich mit der Grundmasse felsophyrischer Quarzporphyre lehrt, dass dieses Gestein ein agglomeratischer Porphyrtuff ist, dessen Hauptmasse aus kleinen Aschentheilchen besteht. Jedes dieser Aschentheilchen ist von einer wasserhellen Hülle umgeben, die aus Quarz, oder aus Quarz und Feldspath (Albit?) besteht, deren Individuen senkrecht auf der Oberfläche der Aschentheilchen stehen. Von der Peripherie her dringen diese Neubildungen in die Aschentheilchen vor und ersetzen dieselben nach und nach; an ihre Stelle treten kleine Quarz-Albitnester. Gleichzeitig entwickeln sich im Gestein breitere Trümer aus demselben Material. Im Durchschnitt erscheinen die Quarz- oder Quarz-Feldspathhüllen natürlich als schmale gewundene Bänder, oder wo mehrere sich berühren, als etwas concavseitige Polygone. Kleine Putzen von Carbonaten und spärliche Schieferbrocken gesellen sich zu diesen Mineralien als Bestandtheile des Gesteins. Die Umwandlung des Gesteins ist hier offenbar von den Interstitien der ursprünglichen Aschentheilchen aus vorgeschritten.

Etwas anders wird das Bild bei den Gesteinen vom Bielstein zwischen Olpe und Altenhundem und Burhagen bei Altenhundem, die zu den quarzfreien flasrigen Lenneporphyren von Dechen's gehören. Die Fragmente von Quarz fehlen hier; solche von vorwiegend gestreiftem Feldspath sind ziemlich reichlich vorhanden, das Gestein war ursprünglich ein Keratophyrtuff. Die Aschentheilchen treten sehr zurück, Fragmente von kohlereichem Schiefer sind nicht selten und zumeist auffallend rundlich. Die Hauptmasse des Gesteins aber besteht aus eigenthümlichen, bald stabförmigen, bald keulenförmigen, bald drei- oder mehrseitigen, concavbogig

begrenzten Körperchen (cf. Taf. III Fig. 3 u. 4), welche bald aus einer centralen, chloritähnlichen Substanz und peripherischem sehr feinschuppigem Sericit oder ganz aus Sericit, seltener aus einem Gemenge von Quarz und Feldspath (? Albit) mit einer Sericithülle bestehen. Auch ein rhomboëdrischer Carbonspath oder ein Gemenge dieses mit Chlorit bildet hie und da die Concavbogen-Körper. Wie immer auch der Bestand sei, die Anordnung der Gemengtheile in diesen Concavbogen-Körpern ist analog derjenigen in einer Mandel, roh-concentrisch und centripetal-stenglig. Zwischen diesen concavbogigen Concretionen hin ziehen sich Schnüre eines feinkörnigen Quarz-Feldspath-(? Albit)-Aggregates.

Auf diese in gewissen Porphyroiden ungeheuer verbreitete und höchst charakteristische Structur hat Lossen zuerst aufmerksam gemacht und ihre mögliche Bedeutung für die Bestimmung des ursprünglichen Gesteins in das rechte Licht gesetzt. Dieselbe mit Sicherheit zu deuten, ist noch nicht möglich. Man könnte die Form anscheinend wohl aus der Lapillinatur des ursprünglichen Bestandes ableiten, nach Analogie der über das Gestein vom Jagdschloss Röspe mitgetheilten Beobachtungen. In gewissen Fällen mag das auch zutreffen, aber im vorliegenden Falle hätte man die Lapilli-Interstitien der Lapilli ohne die Lapilli selbst. Man wird für andere Fälle, sicher auch für den vorliegenden, diese eigenthümlichen Formen aus der ursprünglichen Gestalt der Aschentheilchen selbst ableiten können; die winzigen Glasscherben der sehr feinen, sauren, vulkanischen Aschen zeigen gelegentlich sehr mannichfache concavbogige Formen, die z. Th. vollkommen denen in den Gesteinen von Altenhundem ähneln. Man könnte endlich an Durchschnitte von Petrefacten denken.

Mit diesen aus der 2. Auflage dieses Buches entnommenen Schilderungen stimmen die Beobachtungen Mügge's an einem grossen Material von westfälischen Quarzkeratophyrtuffen gut überein. Zur Vervollständigung des Bildes entnehme ich noch seinen Beschreibungen einige Angaben. — In dem sericitreichen, mit 1—2 m Mächtigkeit über dem Quarzkeratophyr von Oberhundem liegenden Tuff bildet der Sericit z. Th. Pseudomorphosen nach Feldspath, z. Th. grössere rutilreiche Flatschen. Der eigentlichen Tuffmasse sind rutilreiche Schieferschülpchen beigemengt, die ganz allmählig und ohne scharfe Grenzen in die Tuffmasse verlaufen. — Ein sericitreicher Tuff vom Steimel, WSW. von Schameder, enthält häufigen Anatas, der gern mit dem Chlorit vergesellschaftet und

dann von Limonit begleitet wird. Rutil fehlt, Albitkrystalle sind häufig, kleine Hohlräume rühren von ausgewitterten Carbonaten her. Solcher Tuff enthält an der Grenze gegen den hangenden sandigen Schiefer Petrefacten, welche mit Tuffmasse erfüllt sind. (Der bekannte Schild von *Homalonotus crassicauda*, der von hier stammt, besteht dagegen aus Schiefermasse.) Flatschen und Fetzen, z. Th. auch geröllartige Einschlüsse* von Thonschiefer sind häufig im Tuff, erstere vorwiegend in dem geschieferten, letztere in dem ungeschieferten Tuff, so dass wahrscheinlich die Schieferung erst eine nachträgliche ist. Im ungeschieferten Tuff liegen die Aschentheilchen regellos, durch die Schieferung werden sie geordnet, zusammengepresst, ihre scharfgebogenen Grenzen werden flacherbogig und die zwischen sie geknetete Thonschiefermasse nimmt ähnliche Formen an, so dass Anklänge an eine fluidale Structur sich ausbilden. — Manche Tuffe des Edergebiets enthalten bis 20 mm grosse, zahlreiche Ellipsoide, deren mittlerer Durchmesser parallel der Schnittlinie von Schieferung und Schichtung orientirt ist, während der kleinste senkrecht zur Schieferung und annähernd parallel der Schichtung, der grösste senkrecht zur Schichtung und annähernd parallel zur Schieferung liegt. Diese Linsen sind dunkelgrüngrau, dunkler als der Tuff, heller als die Schiefersubstanz, treten beim Hammerschlag aus der Schieferungsfläche heraus und lösen sich leicht ab. Die Schieferung geht durch sie hindurch; sie sind concentrischschalig und haben im Centrum bald einen Hohlraum mit etwas Eisenocker, bald mit Eisenocker durchtränkten Sericit, bald ein Plagioklaskorn, zuweilen auch Calcit (anscheinend ein Petrefact-Fragment). Die concentrischen Schalen bestehen abwechselnd aus reiner Tuffsubstanz mit Aschenstructur, aus Gemengen dieser mit Schiefersubstanz und wohl auch aus reiner Schiefersubstanz. Es pflegen 3 bis 4 schieferreiche dunklere Schalen vorhanden zu sein. Mügge hält diese Dinge für erbsensteinähnliche Bildungen, die erst durch den Druck zu Ellipsoiden wurden. — Im Steinbruch „Im Alten Garten", SSO. von Schameder, am rechten Gehänge des nach Amtshausen führenden Thälchens steht ein krystallreicher Tuff an, der voll von Petrefacten steckt. Wo die Schalen dieser erhalten

* Dass diese Gebilde jedoch keine eigentlichen Gerölle sind, erkennt Mügge daraus, dass Quarzadern des Hauptgesteins ebenmässig auch durch sie hindurchsetzen, dass sie am Rande, ja bis ins Centrum hinein Krystalle von Albit enthalten und dass selbst Adern im Tuff durch sie hindurchziehen. Bisweilen enthalten sie im Centrum Pyrit; andere sind geodenartig und enthalten Eisenocker.

sind, bestehen sie aus Schiefermaterial, während das Innere mit Tuffsubstanz und Feldspath erfüllt ist*.

Bezüglich der Nomenclatur schlägt Mügge vor, die mit Sedimentmaterial gemengten Tuffe als Tuffite zu bezeichnen, und deren metamorphe (nicht contactmetamorphe) Facies Tuffoide zu nennen. Loewinson-Lessing, der früher (T. M. P. M. 1888. IX. 532) das Wort Tuffoide in anderm Sinne verwandt hatte, schliesst sich diesem Vorschlage an. Ich werde die Bezeichnung Tuffporphyroide oder Klastoporphyroide beibehalten.

Das Auftreten concavbogig begrenzter Durchschnitte in zweifellosen Schieferporphyroiden, z. B. am Pfaffenkopf bei Treseburg am Harz, lehrt, dass diese Formen auch durch ein eigenthümliches, man möchte sagen, launiges Vordringen der Umwandlungsprocesse auf Flächen geringsten Widerstandes, wohl Quetsch- und Gleitflächen im Gestein entstehen können und also nicht absolut entscheidend für die Frage nach dem ursprünglichen Substrat eines porphyroidisch veränderten Gesteins sind. Man hat in dieser Erscheinung dann also eine Art Migrationsstructur zu sehen.

---

* Mügge meint, dass auch manche Harzer Porphyroide (Erster Steinbruch im Tiefenbachthal, links vom Lupbodethal) hierher gehören. Sie kommen auch in der Bala Series in Caernarvonshire vor und werden hier z. Th. als Rhyolithe bezeichnet.

III. A. 2. Die Familie der Trachyte.

Literatur.

Jos. G. Aguilera y Ez. Ordoñez, Expedicion scientifica al Popocatepetl. Comision geol. Mexicana. Mexico 1895.

G. Angelbis, Über die Bimssteine des Westerwaldes. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1881. 1882. 393—411.

Fr. Becke, Untersuchungen an kaukasischen Eruptivgesteinen. (In H. Abich, Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern. II. Geologie der armenischen Hochebene. 1.) Westhälfte. Wien 1882. 329—364.

H. Behrens, Beiträge zur Petrographie des Indischen Archipels. Amsterdam 1880.

— Die Gesteine der Vulkane von Java. Natuurk. Verhd. Kon. Akad. XXIII. Amsterdam 1882.

A. Bergeat, Zur Geologie der massigen Gesteine der Insel Cypern. T. M. P. M. 1892. XII. 263.

— Zur Kenntniss der jungen Eruptivgesteine der Republik Guatemala. Z. D. G. G. 1894. XLVI. 131.

S. Bertolio, Note sur quelques roches des Collines Euganéennes. Bull. Soc. géol. Fr. (3.) XXI. 406. 1893.

— Studio micrografico di alcune roccie dell' Isola di San Pietro (Sardegna). Boll. Com. geol. d'Italia. 1894. No. 4.

Fr. Berwerth, Über Gesteine von Jan Mayen. Wien 1886.

Jos. Blaas, Petrographische Studien an jüngeren Eruptivgesteinen Persiens. T. M. P. M. 1880. III. 457—503.

M. Boule, Description géologique du Velay. Bull. du Service de la Carte géologique de la France. No. 28. Paris 1892.

R. Brauns, Bimsstein auf primärer Lagerstätte von Görzhausen bei Marburg. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 234.

W. Bruhns, Die Auswürflinge des Laacher Sees in ihren petrographischen und genetischen Beziehungen. Verhdl. naturf. Ver. Bonn 1892. XLVIII. 282.

Lor. Bucca, Il monte di Roccamonfina. Boll. Com. geol. Roma. 1886. No. 7 e 8.

— Gli inclusi della trachite di Monte Virginio. Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1886. No. 9 e 10.

— Contribuzione allo studio petrografico dei vulcani viterbesi. Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1888. 57.

L. Busatti, Sulle trachite della Tolfa. Proc. verb. Soc. toscana di Sc. nat. 4 Luglio. 1886.

Salv. Calderon y Arana, Estudio petrografico sobre las rocas volcanicas del Cabo de Gata é Isla de Alborán. Bol. de la Com. del mapa geológico de España. IX. 1882.

J. H. Caswell, Microscopical petrography of the Black Hills of Dacotah. Washington 1880.

C. Chelius, Erläuterungen zu Blatt Messel der geologischen Karte des Grossh. Hessen. Darmstadt 1886.

K. von Chrustschoff, Über eine Gruppe eigenthümlicher Gesteine vom Taimyr-Lande aus der Middendorf'schen Sammlung. Mélanges géol. et paléont. I. 153. 1892. Petersburg.

E. Cortese e V. Sabatini, Descrizione geologico-petrografica delle Isole Eolie. Mem. desc. della Carta geol. d'Italia. VII. Roma 1892.

Ch. Wh. Cross, Petrography of the Leadville Region in: S. F. Emmons, Geology and mining industry in Leadville, Col. Monograph XII. U. S. geol. Survey. Washington 1887.

— On some eruptive rocks from Custer Co., Col. Proceed. Colorado Scientific Soc. 1887. 228.

— Geology of the Rosita Hills, Custer Co., Col. Proceed. Colorado Scientific Soc. 1890. 269.

J. Curie et G. Flamand: Étude succincte sur les roches éruptives de l'Algérie. 1889.

A. Dannenberg, Studien an Einschlüssen in den vulkanischen Gesteinen des Siebengebirges. T. M. P. M. 1894. XIV. 17.

W. Deecke, Fossa Lupara, ein Krater in den phlegräischen Feldern bei Neapel. Z. D. G. G. 1888. XL. 166.

— Zur Geologie von Unteritalien. L. J. 1891. II. 286.

Corn. Doelter, Über einige Trachyte des Tokai-Eperieser Gebirges. T. M. M. 1874. 199.

— Trachyte von der Insel Kos. Verhdlg. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1875. No. 13. 233.

— Die Vulkangruppe der pontinischen Inseln. Denkschr. d. k. k. Akad. Wiss. Wien 1875. XXXVI.

— Die Producte des Vulkans Monte Ferru. Ibid. 1878. XXXIX.

R. von Drasche, Fragmente zu einer Geologie der Insel Luzon. Wien 1878. 663—677.

L. Dressel, Mittheilungen vom Laacher See. L. J. 1870. 559.

Fr. Eigel, Über einige Eruptivgesteine der pontinischen Inseln. T. M. P. M. 1886. VIII. 73.

L. dell' Erba, Sulla sanidinite sodalito-pirossenica di Sant' Elmo. Rend. R. Accad. Napoli 1890. fasc. 6.

— Considerazioni sulla genesi del piperno. Atti R. Accad. Sc. fis. e nat. Napoli. (2.) V. No. 3. 1892.

— La sanidinite sodalito-anortitica di Montenuovo. Napoli 1893. (Boll. Com. geol. Ital. 1894. 192.)

L. Erös, Die Trachyte und Granite Ost-Serbiens. (Auszug in F. K. 1894. XXIV. 348.)

F. Fouqué, Contribution à l'étude des feldspaths des roches volcaniques. Bull. Soc. min. Fr. 1894. XVII. 983.

H. Franke, Studien über Cordillerengesteine. Apolda 1875.

G. Freda, Sulle masse trachitiche rinvenuti nei recenti trafori delle colline di Napoli. Rend. R. Accad. d. sc. fis. e mat. di Napoli. (2.) III. 38. 1889. (L. J. 1892. II. 254.)

C. W. C. Fuchs, Die Insel Ischia. T. M. M. 1872. 201.

P. Grosser, Die Trachyte und Andesite des Siebengebirges. T. M. P. M. 1893. XIII. 39.

C. W. Gümbel, Geologische Fragmente aus der Umgegend von Ems. S. M. A. 1882. II. 197—239.

J. E. Hibsch, Über einige minder bekannte Eruptivgesteine des böhmischen Mittelgebirges. T. M. P. M. 1887. IX. 232.

L. C. Hubbard, Beiträge zur Kenntniss der Nosean-führenden Auswürflinge des Laacher Sees. T. M. P. M. 1887. VIII. 356.

Eug. Hussak, Die Trachyte von Gleichenberg. Mittheil. d. naturw. Ver. f. Steiermark. 1878.

Hyades, Géologie du Cap Horn. Paris 1887.

C. v. John, Über krystallinische Gesteine Bosniens und der Hercegowina. Wien 1880.

H. J. Johnston-Lavis, Trachite sodalitica recentemente scoperta a Napoli. Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1889. XX. 132. cf. auch Geol. Mag. (3.) VI. 74.

E. Kalkowsky, Über den Piperno. Z. D. G. G. 1878. XXX. 663—677.

C. Klein, Petrographische Untersuchung einer Suite von Gesteinen aus der Umgebung des Bolsener Sees. S. B. A. 1888. V. 91.

B. Kosmann, Über die Zusammensetzung einiger Laven und des Domites der Auvergne, und des Trachytes von Voissières. Z. D. G. G. 1864. XVI. 644.

Fel. Kreutz, Das Vihorlat-Gutin-Trachytgebirge. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1871. XXI. 1—22.

A. Lacroix, Sur les enclaves acides des roches volcaniques de l'Auvergne. Paris 1890.

— Sur les enclaves des trachytes du Mont Dore et en particulier sur leurs enclaves des roches volcaniques. Bull. Soc. géol. Fr. 1890. (3.) XVIII. 845.

— Sur les minéraux des sanidinites du Plateau central de la France. Bull. Soc. min. Fr. 1891. XIV. 314.

— Sur la fayalite des enclaves volcaniques des trachytes du Capucin, Mont Dore. Bull. Soc. min. Fr. 1891. XIV. 10.

A. von Lasaulx, Petrographische Studien an den vulkanischen Gesteinen der Auvergne. L. J. 1871. 695—714 u. 1872. 171—187.

— Die sog. Liparite oder Sanidophyre aus dem Siebengebirge. Sitzber. niederrh. Ges. Bonn 1885. 2. März.

L. de Launay, Description géologique des îles de Mételin et de Thasos. Archives des Missions. (3.) XVI. 1890. Paris.

H. Lenk, Über Gesteine aus Deutsch-Ostafrika. Aus „Baumann, Durch Massailand zur Nilquelle". 1894.

Th. Liebisch, Trachyt vom Kilimandscharo. In Beyrich, Über Hildebrand's geolog. Sammlungen von Mombaça. S. B. A. 21. Nov. 1878. 774.

W. Lindgren, Eruptive Rocks from Montana. Tenth Census of the U. S. 1880. XV. 719.

G. Mercalli, Note geologiche e sismiche sulle Isole di Ponza. Atti R. Accad. Sc. fis. e mat. di Napoli. (2.) VI. No. 10.

— Osservazioni petrografico-geologiche sui Vulcani Cimini. Rendic. R. Istituto lomb. 1889. (2.) XXII. fasc. 3.

A. Michel-Lévy, Sur quelques nouveaux types de roches provenant du Mont Dore. C. R. XCVIII. No. 22. 1884.
— La chaîne des Puys. Bull. Soc. géol. Fr. 1891. (3.) XVIII. 696.
— Le Mont-Dore et ses alentours. Ibid. 1891. (3.) XVIII. 743.
P. Moderni, La trachite e il tufo di Rispampani. Boll. Com. geol. d'Ital. 1889. 19.
H. Möhl, Sanidintrachytlava von Bromo (Java), Sanidintrachyt von Okka (Flores). Pechsteinartiger Sanidintrachyt von Aden (Arabien). L. J. 1874. 693—699, und Trachyte von G. Merapi bei Salatija in Central-Java. L. J. 1874. 785—790.
O. Mügge, Petrographische Untersuchungen an Gesteinen von den Azoren. L. J. 1883. II. 189.
— Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg 1885. cf. L. J. B.-B. IV. 1886. 576—609.
J. Niedzwiedzki, Gesteine von Aden in Arabien. S. W. A. April 1871. LXIII.
— Über Gesteine der Insel Samothrake. T. M. M. 1875. 89—108.
— Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des westlichen Balkan. S. W. A. LXXIX. März 1879.
V. Novarese, Esame microscopico di una varietà di trachite del Monte Amiata. Boll. Com. geol. d'Italia. 1888. 225.
Ez. Ordoñez, Las rocas eruptivas del SO. de la Cuenca de Mexico. Bol. del Instituto geológico de Mexico. No. 2. Mexico 1895.
A. Osann, Über Sanidinite von San Miguel. L. J. 1888. I. 117—130.
W. Pabst, Untersuchung von chinesischen und japanischen zur Porcellanfabrikation verwandten Gesteinsvorkommnissen. Z. D. G. G. 1880. XXXII. 223—262.
E. V. Pacheco de Canto e Castro, Recherches micrographiques sur quelques roches de l'île de S. Miguel (Açores). Lisbonne 1888.
L. V. Pirsson, Note on some volcanic rocks from Gough's Island, South Atlantic. Amer. Journ. 1893. XLV. 380.
H. Pohlig, Über die Fragmente metamorphischer Gesteine aus den vulkanischen Gebilden des Siebengebirges. Verhdl. naturf. Ver. Rheinl. 1888. 5. Folge. V. 89.
G. vom Rath, Mineralogisch-geognostische Fragmente aus Italien. Z. D. G. G. 1866. XVIII. 487. 643 u. 1868. XX. 265—305.
— Ein Besuch Radicofani's und des Monte Amiata. Z. D. G. G. XVII. 1865. 399—447.
— Ein Beitrag zur Kenntniss der Trachyte des Siebengebirges. Bonn 1861.
— Beiträge zur Petrographie. Z. D. G. G. 1875. XXVII. 315—321 u. 329—331.
— Gesteine von Ponza. Sitzungsber. niederrhein. Ges. 3. Mai 1886. Bonn.
A. Renard, Notice sur les roches de l'île de l'Ascension. Bull. Mus. Roy. Belg. 1887. V. 5.
— Notice sur la géologie de l'île de Kerguelen. Ibid. 1886. IV. 223.
H. Rosenbusch, Glimmertrachyt vom Monte Catini. L. J. 1880. II. 206.
A. Rosiwal, Beiträge zur geologischen Kenntniss des östlichen Afrika. Denkschr. k. k. Akad. Wiss. math.-naturw. Classe. LVIII. Wien 1891.
Justus Roth, Die Gesteine von Kerguelen's Land. M. B. A. 18. Nov. 1875.
— Zur Geologie der Umgebung von Neapel. M. B. A. 10. Nov. 1881.
— Gesteine von Aden. M. B. A. 13. Januar 1881.
— Zur Kenntniss der Ponza-Inseln. M. B. A. 1882. XXIX. 623—636.
V. Sabatini, Descrizione geologica delle Isole Pontine. Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1893. XXIV. 228.

F. Sandberger, Über Bimsstein-Gesteine des Westerwaldes. Z. D. G. G. 1882. XXXIV. 146—150.
— Über den Bimsstein und Trachyttuff von Schöneberg auf dem Westerwalde. Z. D. G. G. 1884. XXXVI. 122.
R. Schwerdt, Untersuchungen über Gesteine der chinesischen Provinzen Shantung und Liautung. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 198—233.
V. Steinecke, Über einige jüngere Eruptivgesteine aus Persien. Halle 1887.
A. Stelzner, Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der argentinischen Republik. I. Theil. Cassel u. Berlin 1885.
J. Szabó, Der Granat und der Cordierit in den Trachyten Ungarns. L. J. 1881. B.-B. I. Heft 2.
— Typenvermengung in der Donau-Trachytgruppe. F. K. XXIV. 223. Budapest 1894.
C. A. Tenne, Über Gesteine der äthiopischen Vulkanreihe. Z. D. G. G. 1893. XLV. 451.
P. Termier, Les éruptions du Velay. Bull. Serv. de la carte géol. de la France. Paris 1890. II. No. 13.
G. Toula, Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan. L. J. 1890. I. 273.
S. Traverso, Contribuzioni allo studio delle rocce vulcaniche. Giorn. di min., crist. e petr. 1894. V. fasc. 3.
Ch. Vélain, Description géologique de la presqu'île d'Aden etc. 25 sqq. 157 sqq.
Ant. Verri, Osservazioni geologiche sui crateri Vulsinii. Boll. Soc. geol. italiana. 1888. VII. 49.
K. Vogelsang, Beiträge zur Kenntniss der Trachyte und Basalte der Eifel. Z. D. G. G. 1890. XLII. 1.
W. H. Weed and L. V. Pirsson, The Bearpaw Mountains, Montana. First paper. Amer. Journ. 1896. I. 283.
E. Weinschenk, Beiträge zur Petrographie Japans. L. J. B.-B. VII. 1890. 133.
A. Wichmann, Zur Geologie der Insel Saleijer. Natuurk. Tijdschrift. Dl. LIV. afl. 3. Batavia 1895.
Geo. H. Williams, Petrography of Fernando de Noronha. Amer. Journ. 1889. XXXVII. 178.
J. Fr. Williams, Über den Monte Amiata in Toscana und seine Gesteine. L. J. 1887. B.-B. V. 15.
N. Wing Easton, Een geologiche verkenning in de Toba-Landen. Jaarb. Mijnwezen in Nederl. Oost-Indië. 1894. XXIII. 157.
R. A. de Yarza, Descripcion fisica y geologica de la Provincia de Vizcaya. Madrid 1892.
Ferd. Zirkel, Mikroskopische Gesteinsstudien. S. W. A. 1863. XLVII. 226.
— Über die Verbreitung mikroskopischer Nepheline. L. J. 1868. 697.
— Über den mikroskopischen Tridymit. Pogg. Ann. 1870. CXL. 492.

Die Trachyte sind neovulkanische Ergussgesteine, welche man als Aequivalente der syenitischen Tiefengesteine und der palaeovulkanischen quarzfreien Porphyre in allen ihren Abänderungen charakterisiren kann. Dieselben sind mineralogisch durch das reichliche

bis herrschende Auftreten eines Alkalifeldspaths und das Fehlen des Quarzes unter den Einsprenglingen gekennzeichnet. Ihre Structur ist, von extremen und exceptionellen Ausbildungsformen abgesehen, die porphyrische mit allerdings grossem Wechsel in den Einzelheiten. Von den ihnen äquivalenten Tiefen- und älteren Ergussgesteinen werden sie durch gewisse Eigenthümlichkeiten unterschieden, von denen in erster Linie der Mangel frei ausgeschiedener Kieselsäure in der Grundmasse und die fast allenthalben spärliche Verbreitung der farbigen Gemengtheile hervorzuheben sind. Durch beide Eigenschaften zeigen sie sich den Rhombenporphyren und Lahnporphyren nahe verwandt. Als chemisch kennzeichnend muss man das nicht seltene Vorwalten des Natrons unter den Alkalien betrachten. Es lässt sich bereits heute mit einiger Sicherheit erkennen, dass analog wie bei den quarzhaltigen Alkalifeldspathgesteinen eine Kalitrachytreihe und eine Natrontrachytreihe vorkommt, deren letztere vielleicht nach der Natur des herrschenden Feldspaths eine fernere Zweitheilung erfahren wird.

Die Trachyte sind in einzelnen ihrer Typen durch allmählige Übergänge und durch vermittelnde Glieder einerseits mit den Quarztrachyten, andererseits mit den Phonolithen und endlich mit den Daciten und Andesiten verbunden. Der Übergang zu den Quarztrachyten wird nur sehr selten durch Eintritt von Quarz (Schemnitz, Anden), weit häufiger durch die Entwicklung einer sauren Basis vermittelt; — derjenige in die Phonolithe ist theils ein solcher des mineralogischen Bestandes (durch Eintritt von Sodalith und Hauyn oder Aegirin, Akmit, Katophorit und Arfvedsonit), theils ein structureller; — derjenige in die Plagioklasgesteine endlich wird wesentlich durch die Verdrängung der Alkalifeldspathe durch Kalk-Natronfeldspathe vermittelt. Diese Verhältnisse erklären es, dass die Grenzen der Trachytfamilie bei verschiedenen Autoren verschieden gezogen worden sind. Man darf es wohl als eine Thatsache hinstellen, dass die mikroskopische Untersuchung die Familie der Andesite auf Kosten der Trachyte vergrössert hat.

Mineralogische Zusammensetzung der Trachyte.

Mit den Einsprenglingen von Alkalifeldspathen sind auch in den meisten Trachyttypen solche von Kalknatronfeldspathen vergesellschaftet. Zu diesen treten als weitere intratellurische Ausscheidungen Mineralien der Biotit-, Amphibol- und Pyroxenfamilie

hinzu, welche zur Aufstellung mineralogischer Gruppen geeignet sind, sowie Apatit, Eisenerze und Zirkon in allgemeiner, aber spärlicher Verbreitung. Die Zahl der accessorischen Gemengtheile ist eine beträchtliche. Eine classificatorische Bedeutung kommt unter ihnen dem Olivin und dem Sodalith, bez. dem Hauyn zu; dieselbe fehlt wegen seiner sehr allgemeinen Verbreitung dem Titanit. — Die Grundmasse der Trachyte wird vorwiegend von Feldspathindividuen einer zweiten Generation aufgebaut; dieselben sind oft mit jüngeren Generationen von Pyroxenmineralien, seltener mit solchen des Biotit oder des Amphibols associirt. Eine eigentliche Basis, sie ist fast ausschliesslich glasig, ist nicht nothwendig vorhanden, sie kann jedoch in wechselnden Mengen bis zur vollständigen Ersetzung der Grundmassen-Feldspathe anwachsen.

Von Alkalifeldspathen als Einsprenglingen kennt man mit Sicherheit den Sanidin und den Anorthoklas (in körnigen Abarten auch den Mikroperthit). Dass ausser diesen oder mit diesen ein Albit in gewissen Gesteinen vorkomme, ist bisher nicht direct nachgewiesen, aber nach den vorliegenden Analysen nicht unwahrscheinlich. Immerhin ist hier die Wahrscheinlichkeit eine geringere, als bei den Lipariten. Für die Grundmassen-Feldspathe besitzt die Annahme, dass neben Sanidin und eventuell Anorthoklas auch Albit auftrete, einen weit höheren Grad von Wahrscheinlichkeit.

Die Sanidin-Einsprenglinge sind in vielen Trachyten vollkommen idiomorph mit bald nach M tafelförmigem, bald nach a säulenförmigem Habitus. Als Krystallflächen sind P, M, l, y ziemlich allgemein, x, n, o, z seltener und meistens nur sehr klein vorhanden. Die idiomorphe Begrenzung geht z. Th. durch magmatische Resorption, z. Th. durch mechanische Deformation verloren, und ist in manchen Gesteinen theilweise nie vorhanden gewesen, dort nämlich, wo Aggregate von Sanidin sich nesterartig anhäufen, in den sogenannten „Sanidinaugen“. Die magmatische Resorption bedingt mehr oder weniger weitgehende Rundung von Ecken und Kanten, seltener tiefeingreifende Einbuchtungen, welche mit Grundmasse ausgefüllt sind, am seltensten eine durch und durch gehende Zernagung des Krystalls, wobei die unversehrt erhaltenen Reste, bisweilen von krystallographischen Flächen begrenzt, in paralleler Orientirung verblieben und durch Grundmasse zusammengehalten werden. — Durch die Bewegung während der Effusion des Gesteins zerbrechen die Sanidin-Einsprenglinge in Fragmente, deren Zusammengehörigkeit oft sicher erkannt werden kann. Eigentliche

Zertrümmerungen, wie sie durch gebirgsbildende Vorgänge in den Tiefengesteinen so verbreitet sind, kommen kaum vor. Doch soll es nicht bestritten werden, dass auch mechanische Deformationen noch nach der Verfestigung des Gesteins zur Ausbildung gelangten. Die mit vulkanischen Ausbrüchen so oft verknüpften Erschütterungen der Erdrinde sind vollkommen genügend, um derartige Phänomene in älteren Ergüssen hervorzubringen. — Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist besonders bei den nach M tafelförmigen Einsprenglingen überaus verbreitet; dabei dient bald M als Verwachsungsebene, bald ist letztere eine ganz unregelmässige und die Zwillingsgrenze verläuft zackig und treppenförmig, seltener krummlinig. — Das Bavenoer Gesetz gelangte nur selten zur Beobachtung; Vélain erwähnt es als häufig vorkommend in Trachyten von Aden.

Die Spaltbarkeit nach P und M findet bei hinreichender Dünne der Präparate stets in scharfen Spaltrissen ihren Ausdruck, doch ist ihre Vollkommenheit, nach der Schärfe und Zahl der Spaltrisse beurtheilt, in verschiedenen Gesteinen eine recht wechselnde. Blätterdurchgänge nach der Säule sind selten deutlich, solche nach einem Doma wurden nicht beobachtet. Allgemein verbreitet ist eine Zerklüftung nach einer Querfläche, die ungefähr k entspricht, zumal in den säulenförmigen Krystallen. Die ihr entsprechenden, krummlinig verlaufenden und nicht streng parallelen Risse entstehen an Dünnschiffen schon bei grösserer Dicke.

Die Ebene der optischen Axen liegt wohl meistens senkrecht zur Symmetrie-Ebene bei im Allgemeinen kleinem, oft bis auf 0° sinkendem Axenwinkel. Symmetrische Axenlage wurde mehrfach in phlegräischen Trachyten und solchen des Gebiets um den See von Bracciano beobachtet. Man erkennt sie leicht an Spaltblättchen nach P, auf denen dann die positive Bissectrix eines grossen Axenwinkels einseitig schief austritt, oder an Blättchen nach der Querabsonderung an der Dispersion $\varrho < v$ um eine spitze negative Bissectrix. Dass die blauen Axen symmetrische, die rothen normalsymmetrische Lage hatten, gelangte einmal an einem Hyalotrachyt von S. Miguel durch Benutzung von rothen und blauen Gläsern zur Wahrnehmung. — Der verschiedenen Orientirung der Axenebene und dem schwankenden Werthverhältniss der Elasticitätsaxen entspricht einerseits eine sehr wechselnde Lage der Auslöschungsrichtungen in den Hauptzonen, andererseits die in verschiedenen Gesteinen ziemlich verschiedene Höhe der Interferenzfarben. Mit

dem von Des Cloizeaux constatirten Wechsel dieser Verhältnisse in ein- und demselben Krystall dürfte es kaum zusammenhängen, dass oft eine sogenannte undulöse Auslöschung in den Sanidin-Schnitten vorhanden ist. Die Ursache dieser Erscheinung dürfte vielmehr in einer versteckten Zwillingsbildung liegen, die den Feldspath aus der Reihe des Sanidin hinaus verweist. — Dass dieselbe schwerlich mit mechanischen Vorgängen in Beziehung stehe, ergiebt sich aus der Thatsache, dass sie keineswegs an Kataklasphänomene gebunden ist.

Eine mikroperthitische Verwachsung mit Albit scheint nur selten vorzukommen; als solche darf man indessen wohl eine scheinbare Faserstructur parallel der Kante (110) (010) deuten, welche gelegentlich in Trachyten von Ischia und dem Siebengebirge beobachtet wurde. In den Sanidiniten ist sie sehr verbreitet. — Auch regelmässige Verwachsung mit triklinen Feldspathen, wobei dann der Sanidin die äussere Schale bildet, ist nicht gerade häufig sicher constatirt. Umsäumung des Sanidin durch Anorthoklas giebt Bertolio aus den Biotittrachyten von Teolo, Monte Pendise und Monte Venda in den Euganäen an. Umgekehrt spricht Michel-Lévy von Anorthoklas mit Sanidinhüllen aus dem Domit der Kette der Puys. — Oft umschliesst der Sanidin den Plagioklas in gesetzloser Weise, gerade wie er Biotit, Hypersthen, Augit, Olivin, Eisenerze, Apatit und andere Gemengtheile einhüllt.

Zonare Structur oder Schalenbau ist ungemein verbreitet; dabei ist dann die Auslöschung auf Schnitten, welche nicht in der Zone (001) (100) liegen, oft eine deutlich verschiedene in den successiven, meistens sehr schmalen Schalen. Der Fall wurde an zweifellosen Sanidinen, deren Spaltwinkel zu 90° gemessen war, beobachtet. Ob die Erscheinung in analoger Weise, wie die undulöse Auslöschung erklärt werden darf, oder ob etwa das Verhältniss von Natron zu Kali in den einzelnen Schalen sich beträchtlich ändert, lässt sich nicht entscheiden. — Die Anwachsstreifen bilden im Allgemeinen durchweg concentrische Polygone; selten wechselt die Form der Schalen und also die Wachsthumsrichtung in ein- und demselben Krystall (Monte Olebano).

Der Sanidin umschliesst alle andern intratellurischen Ausscheidungen des Magmas und ist also der jüngste Einsprengling. Dass derselbe in manchen Fällen auch in der Effusionsperiode noch weiter wuchs, ist überzeugend durch die oft in parallelen Zonen eingeschlossenen Augitmikrolithe der Effusionsperiode er-

weisbar. Dieselben wurden nie central, sondern stets in den peripherischen Theilen des Feldspaths gefunden. — Unter den nicht individualisirten Interpositionen sind solche von Gasen und von Glas in bald unregelmässig begrenzten, bald die Krystallgestalt des Wirths wiedergebenden Formen sehr verbreitet. Die Glaseinschlüsse führen oft winzige opake Körnchen, wohl Eisenerz, oder auch mikrolithische Gebilde, und zeigen also mehr oder weniger deutliche Entglasungserscheinungen. Die Grösse dieser Interpositionen ist eine sehr verschiedene; bisweilen deutlich mit blossem Auge erkennbar, sinken sie gern zu unkenntlich winzigen Dimensionen herab. Wo sie sich sehr stark anhäufen, verliert der Sanidin leicht seinen glasigen Habitus und wird orthoklasähnlich. — Die Anordnung ist meistens eine centrale, selten eine peripherische oder concentrische. — Flüssigkeitseinschlüsse konnten mit Sicherheit nur selten constatirt werden, so z. B. in den meisten Sanidiniten, in dem Trachyt vom Monte Olebano bei Pozzuoli, und in einigen Domiten.

Es liegt in der Natur der Sache, dass Zersetzung und Verwitterung nur selten beobachtet wird. — Mügge fand den Sanidin in eine wasserhelle amorphe Substanz umgewandelt in Trachyten von San Miguel.

Ein dem Anorthoklas zuzurechnender Alkalifeldspath ist bisher mit voller Sicherheit in den Trachyten nur spärlich nachgewiesen. Ich glaube dieser Reihe indessen solche Feldspathe zurechnen zu sollen, deren Spaltwinkel kaum oder nur wenig von 90° abweicht und welche in Dünnschliffen eine überaus feine, mikroklinartige Doppelzwillingsstreifung besitzen. Die letztere ist eben ein entscheidendes Moment für das trikline Krystallsystem. Solche Feldspathe wurden zuerst von Mügge in azorischen Sanidiniten, andesitischen und sog. Akmittrachyten derselben Inseln (S. Miguel, Fayal) nachgewiesen, aber z. Th. wegen ihres niedrigen specifischen Gewichts (= 2,573) nicht für solche, sondern für Sanidin gehalten. Dagegen deutet er in einer späteren Arbeit über die Gesteine des Massai-Landes diese Feldspathe, in denen er neben reichlichem Natron auch Kalk nachwies, für verwandt mit den Feldspathen der Pantelleritlaven; dieselben traten in Akmittrachyten vom Naiwascha-See und aus dem Thale Kiwangaine im Kilimandjaro-Gebiet auf. Dieselben Feldspathe sind recht verbreitet in den Trachytlaven Ischias und wurden auch in der Auvergne (Val de l'Enfer u. a. O.) beobachtet. Bemerkenswerth ist es, dass gerade in diesen

Feldspathen eine scheinbare undulöse Auslöschung recht verbreitet ist, welche Mügge nicht entging. Er fand, dass bei hinreichender Dünne der Präparate die Erscheinung verschwand, und dass nun eine überaus feine, mikroklinartige Zwillingsstreifung hervortrat, welche offenbar die Ursache des erstgenannten Phänomens in dickeren Präparaten war. Ebenso verdient es hervorgehoben zu werden, dass gerade in diesen Gesteinen (aber auch in andern) eine unregelmässige Feldertheilung mit verschiedener optischer Orientirung der Felder beobachtet wurde, wie sie in den Gesteinen der Quarzkeratophyr- und Keratophyr-Reihe vorkommt. Es muss ferneren Untersuchungen vorbehalten bleiben*, die Verbreitung dieser Feldspathe und die Gesetzmässigkeit in ihrer Verbreitung zu bestimmen. Immer sind es natron- und meistens auch eisenreiche Trachyte, in denen diese Feldspathe auftreten; sehr oft sind mit denselben eigenthümliche Glieder der Pyroxen- und Amphibolfamilie vergesellschaftet. Die Massai-Gesteine sind grün, wie die Pantellerite, und gelblichgrüne bis rein gelbliche Farben eignen ihnen auch an andern Orten.

Der unter den Einsprenglingen in wechselnder und oft sich stark mehrender Menge vorkommende Kalk-Natronfeldspath vom Habitus des Mikrotin ist wohl am häufigsten der Oligoklasreihe zuzuzählen. In einer durch hohen und constanten Pyroxengehalt charakterisirten Gruppe von Trachyten, welche sich den Andesiten in mancher Hinsicht nähern (Bracciano, Monte Amiata), erwies er sich als Labrador**. Der Habitus ist meistens tafelförmig nach M. Die Formen sind die gewöhnlichen. Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ist allgemein vorhanden; neben ihr tritt das dem Karlsbader entsprechende Gesetz ausserordentlich oft, das Periklingesetz nicht selten auf. — Isomorphe Schichtung prägt sich durch concentrische Anwachsstreifen aus, wobei die optische Orientirung in den verschiedenen Schalen wechselt. Dabei werden die Auslöschungsschiefen auf Schnitten nach M bald kleiner von innen

---

* M. Boule giebt den Anorthoklas als Einsprengling in Biotit-Amphiboltrachyten von Cros im Cirque des Boutières und von Vahille u. a. O. im Velay an.

** Grosser glaubt, dass der Plagioklas der siebengebirgischen Trachyte bis zum Bytownit hinabgeht; er fand Auslöschungsschiefen bis zu 37°, sagt aber nicht auf welcher Fläche. — Nach Michel-Lévy soll auch in den Domiten der Puys der Labrador Einsprenglinge bilden, das kann sich aber wohl nicht auf die eigentlichen Domite mit nur 0,14 % CaO beziehen, sondern auf die gewöhnlichen und andesitischen Trachyte mit bis zu 5,8 % CaO.

nach aussen und dann auch wohl wieder grösser, bald nur grösser. Ersteres ist bei den basischeren Labradoreinsprenglingen, letzteres bei den sauren Oligoklasen der Fall. Beide Erscheinungen deuten auf nach aussen abnehmende Basicität der Feldspathmischung. — Die Spaltung ist normal. — Die Einschlüsse sind nach Art und Vertheilung die gleichen, wie bei Sanidin. — Chemische Corrosionen und mechanische Deformationen zeigen dieselben Charaktere, wie bei den Alkalifeldspathen. Es ist auffallend, dass in manchen Gesteinen die Plagioklase stärker corrodirt sind, als die Sanidine, während in andern dieses Verhältniss sich umkehrt. Das letztere beobachtete Bucca bei mehreren italienischen Trachyten.

Der Feldspath der Grundmassen trachytischer Gesteine ist in den weitaus meisten Fällen lang leistenförmig und zeigt entweder keinerlei oder doch nur einfache Zwillingsstreifung; oder er erscheint — selten in den krystallinen, öfters in den glasigen Grundmassen — tafelförmig nach M. Die Täfelchen liegen dann gern nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt aufeinander. Die Dimensionen dieser Feldspathmikrolithe der Effusionsperiode werden oft überaus winzige. Mit der Abnahme der Dickendimension werden die Formen unvollkommener, die nach a gestreckten Säulchen gabeln sich oder fasern sich pinselförmig aus und krümmen sich trichitisch. So kann man Übergänge zu vollendeten Feldspathsphärokrystallen beobachten. Welcher Reihe diese Feldspathsäulchen zuzuschreiben seien, ist schwer auf anderem als chemischem Wege zu entscheiden. Die der Längsaxe meistens parallele oder zu ihr wenig geneigte Auslöschung deutet auf Oligoklas oder Sanidin. Nach der Bauschanalyse ist die erste Annahme meistens sehr unwahrscheinlich; sie dürfte nur dann zutreffend sein, wenn die Plagioklaseinsprenglinge zum Labrador gehören. Vélain deutet die Feldspathleistchen in der Grundmasse der im Quarztrachyt aufsetzenden Trachytgänge von Aden als Albit. Für die gleiche Deutung sprechen auch in manchen andern Gesteinen die Auslöschungsschiefen und die Bauschanalyse. — Seltener, so z. B. in manchen Domiten der Auvergne tritt der Grundmassen-Feldspath in Form quadratischer oder kurz oblonger Durchschnitte auf. — Polysynthetische Zwillingsbildung fand sich an den Feldspathmikrolithen eines Trachyts von Monselice in den Euganäen. — Der Einschlussreichthum der Einsprenglinge fehlt den Feldspathen der Grundmasse; nur Gasporen sind oft in grosser Menge vorhanden, aber meistens sehr klein.

Unter den farbigen Silikateinsprenglingen ist der Biotit an

erster Stelle zu nennen. Er ist fast allenthalben vollkommen idiomorph und bildet wenig dicke hexagonale Tafeln mit vollkommener basischer Spaltbarkeit. Kluftsysteme nach drei Richtungen, welche die Basis durchschneiden, erwähnt nur Hussak von Gleichenberger Trachyten; dieselben waren mit Eisenerzen erfüllt. Wo er geprüft wurde, erwies sich der Biotit als ein Meroxen mit meistens kleinem Axenwinkel (0°—50° etwa), normaler Dispersion (sie war jedoch $\varrho > v$ bei einem Biotit-Hypersthen-Trachyt vom Monte Amiata), starker Absorption der parallel oder angenähert parallel der Spaltbarkeit schwingenden Strahlen. — Anomit mit $2E = 68°$ beobachtete Fouqué in Trachyten des Mont Dore (Cliergue und Morange am Sancy, Lusclade bei Bourboule) und seltener des Cantal (Croizet bei Thiézac, Lioran). Salzsäure entfärbte diese Anomite unter starker Abnahme der Doppelbrechung und des Axenwinkels bis auf 0°. $\gamma - \alpha$ sank bis auf 0,003 (Bull. Soc. min. Fr. 1892. XV. 190). — Zwillingsbildung nach dem Tschermak'schen Gesetz ist nicht eben häufig (Amiata); Mügge beobachtete sie öfters in Hyalotrachyten von San Miguel. — Die Farben sind fast stets braun, seltener blutroth bis feuerroth, wie bei Rubellanen (Ischia, Mocsar in Ungarn, Vallée de la Cour in der Auvergne, San Miguel), sehr selten grün (so nach Stelzner ölgrün bis braungrün in einem Trachyt von der Puente del Inca). Der nach b schwingende Strahl der braunen Biotite hat öfters einen Stich ins Grünlichbraune. — Biegungen und Knickungen der Glimmertafeln kommen sehr häufig vor.

An Einschlüssen treten besonders Mikrolithe von Apatit und Zirkon, Eisenerze und gelegentlich Titanit auf. Glaseinschlüsse sind kaum mit Sicherheit nachgewiesen; Mügge vermuthet solche von hexagonaler Form in azorischen Hyalotrachyten. — Flüssigkeitseinschlüsse sind sehr selten erkennbar (Monte Catini).

Resorptionsphänomene treten bei den Biotiten der Trachytgesteine fast allenthalben in mehr oder weniger deutlicher Weise hervor; dieselben pflegen von der Basis her sehr gleichmässig nach innen fortzuschreiten. Bei normaler Ausbildung umgiebt sich ein Biotitquerschnitt zunächst mit einem dunklen schmalen Rande an den langen Kanten. Dieser Rand wächst auf Kosten des Biotits bis zu dessen vollständiger Verdrängung, so dass zuletzt statt des Biotit langgezogene opake Flecke im Dünnschliff liegen, welche dessen Form mehr oder weniger unvollkommen erhalten haben. Bei hinreichender Vergrösserung erkennt man in diesem dunklen

Rande ein Gemenge von in HCl löslichem Magnetit und gründurchsichtigen Augitsäulchen, welche oft ihre Prismenaxe mit der Fläche (001) des Biotit parallel legen. Danach scheint der intratellurische Biotit in der Effusionsperiode bestandunfähig zu werden; er löst sich in dem Magma auf und seine Bestandtheile krystallisiren sofort aufs Neue in der Form von Eisenerz und grünen Pyroxen. An die Stelle des kalkfreien Mg-Fe-Alkalisilikates tritt ein Ca-Mg-Silikat, während das Alkali wohl bei der Feldspathmikrolithenbildung Verwendung findet. Dieser in den Tiefengesteinen nur vereinzelt auftretende Vorgang ist in den sauren Ergussgesteinen der palaeo- und neovulkanischen Reihe bis hinab zu den olivinfreien Plagioklas-Augitgesteinen ein allverbreiteter. Dass derselbe der Effusionsperiode angehört, lässt sich daraus erkennen, dass das Magnetit-Augit-Aggregat oft zu Linsen und Schlieren in der Richtung der Fluidalstructur ausgezogen ist. — Der Augitgehalt dieser pseudomorphosenähnlichen Gebilde ist ein wechselnder; er kann mehr oder weniger vollständig fehlen. — Die normale atmosphärische Verwitterung des Biotit wurde nur selten beobachtet; er fand sich zu einem Gemenge von Chlorit und Carbonaten zersetzt in Trachyten der Gegend von Schemnitz; die Umwandlung zu Eisenhydroxyd zeigte sich in mittelitalienischen Gesteinen aus der Reihe der Biotit-Hypersthen-Trachyte.

Biotitblättchen zweiter Generation sind nur in solchen Trachyten beobachtet worden, welche den Lipariten sehr nahe stehen und frei von pyroxenischen Gemengtheilen sind.

Die Hornblende ist unter den Einsprenglingen bei weitem nicht so verbreitet, wie man nach der älteren Definition der Trachyte erwarten sollte; sie ist jedenfalls nicht so verbreitet wie Biotit und kommt nur in seltenen Fällen allein vor. Vielmehr begleitet sie den Biotit und scheint für diesen zu vicariiren. Soweit nicht mechanische oder chemische Deformationen vorliegen, ist sie wenigstens in der Prismenzone idiomorph und wird begrenzt von (110) (010) (001) (11$\bar{1}$). — Zwillingsbildungen sind nicht selten und folgen dem gewöhnlichen Gesetz. Der Habitus ist derjenige der basaltischen Hornblende bei starkem Pleochroismus und fast stets brauner Farbe. Grün, auch wohl blaugrün wurde der Amphibol in einigen Sanidiniten, bräunlichgrün im Arsostrom, grünlichbraun in manchen Auvergner Domiten gefunden. Vélain bezeichnet den Amphibol gewisser Trachytlaven von La Réunion als stark pleochroitischen Aktinolith; er war also wohl grün. — Interpositionen

sind wegen der tiefen Färbung nur schwer mit Sicherheit zu bestimmen. Er umhüllt jedenfalls Magnetit, Apatit, Zirkon und Titanit; von nicht individualisirten Einschlüssen gelangten Glas- und Gaseinschlüsse nur selten zu sicherer Beobachtung.

Die braunen Hornblenden der Trachyte zeigen absolut die gleichen Resorptionsphänomene wie der Biotit. Ihre Magnetit-Augit-Ränder sind von denen des Biotit nicht zu unterscheiden und wo das Mineral vollkommen durch sie ersetzt wurde, ist bei mangelhafter Formerhaltung die ursprüngliche Substanz nicht mehr zweifellos zu erkennen. Renard fand die Magnetite dieser Resorptionsbildungen durch Zeolithe verkittet in einem Augit-Trachyt von Royal Sound, Kerguelen. — Die normale Zersetzung zu Chlorit oder Delessit (fleischroth und manganhaltig in einem Trachyt vom Kieshübel bei Schemnitz) und Carbonaten mit Eisenerzen wurde nur selten beobachtet.

Was Pacheco als Arfvedsonit aus Sanidiniten von San Miguel beschreibt, ist anscheinend Barkevikit oder Katophorit. Dieser Amphibol bildet auch scharf idiomorphe Einsprenglinge neben braunem Biotit in einem Trachyt vom Dorfe Kardikan im Caucasus.

Osann bestimmte und analysirte zuerst einen eigenthümlichen schwarzen Amphibol in Krystallen mit (110) (010) (001) ($\bar{1}11$) (011) aus den Sanidiniten von San Miguel, mit Spaltung nach einem Prisma von 124° 27′, einer Auslöschungsschiefe von $c : c = 23°$ auf (110), also etwa $= 34°$ auf (010), mit geringer Doppelbrechung und starkem Pleochroismus $b > c > a$. Die Farbe im durchfallenden Lichte ist bald braun, bald grün in tiefen Tönen und mit geringer Durchsichtigkeit, bisweilen an einem und demselben Individuum gleichzeitig auftretend. Bei brauner Farbe ist a braun, b dunkelbraun bis schwarz, c dunkelgrünbraun. Das ist die von Brögger mit dem Namen Katophorit in den Quarztinguäiten belegte Amphibolart (S. 474). Dieser Amphibol hat eine weite Verbreitung als Einsprengling in den phonolithischen Trachyten der Azoren als Einsprengling in schlanken und scharf idiomorphen Säulen.

Auch blaudurchsichtiger Riebeckit oder Arfvedsonit tritt in gewissen Trachyten als Einsprengling auf, so z. B. gelegentlich in dem bekannten Gestein von Borkum bei Remagen.

Jüngere Generationen von Amphibol sind in den Trachyten häufiger als man glaubte. Doch ist das nur selten der normale braune Amphibol der Einsprenglinge (Rönsdorfer Thal im Siebengebirge). In sehr natronreichen, den Phonolithen nahe stehen-

den Trachytgesteinen begegnet man eingeklemmt zwischen den Feldspathleistchen der Grundmasse, auch wohl den hier auftretenden Sodalith umrandend, lappigen und fetzenartigen Blättchen und Schüppchen allotriomorpher Begrenzung, welche nicht selten rosettenartig bis sphärolithisch gruppirt sind. Dieselben gehören z. Th. dem Katophorit, z. Th. dem Arfvedsonit und Riebeckit und diesen nahestehenden Natron-Eisen-Amphibolen an. Mit denselben ist ziemlich allenthalben in lappigen Blättchen der Ainigmatit und Cossyrit, beziehungsweise eine demselben nahestehende rothbraune bis krappbraune Substanz vergesellschaftet. Mügge hat solche gern von Aegirin begleitete Hornblenden aus sog. Akmit-Trachyten von San Miguel und aus dem Massai-Lande beschrieben, ebenso Lenk in Trachyten von Ngorongoro in Deutsch-Ostafrika. Sie scheinen für natronreiche Gesteine überhaupt charakteristisch zu sein, und finden sich z. B. schön am Katzenbuckel. Ihre Bildung gehört einer sehr späten Periode, dem eigentlichen Schluss der Gesteinsverfestigung an. Sie ähneln darin dem Aegirin der Elaeolithsyenite und verwandter Gesteine.

Noch mannichfaltiger als Biotit und Amphibol erscheint der Pyroxen in den trachytischsn Gesteinen. Der normale Einsprenglingspyroxen, wie er bald neben Biotit, Amphibol und Hypersthen, bald ohne diese auftritt, ist ein hellgrüner bis graugrüner Diopsid von prismatischem Habitus; die Pinakoide herrschen in der verticalen Zone, terminal Pyramiden, welche sich nicht sicher bestimmen liessen. Tafelförmiger Habitus entsteht durch vorwaltendes (100). Zwillingsbildung nach (100) ist ziemlich verbreitet, zonarer Farbenwechsel selten (Brokasch). Die Spaltbarkeit nach (110) ist stets deutlich. Die grüne Farbe blasst einerseits in farblos ab, geht anderseits in gelblichgrün über. Auffallenderweise überziehen sich gerade die farblosen Augite (Amiata, Mont Dore) gern mit einer, oft auch tiefer eindringenden Haut von Eisenoxyd oder Eisenhydroxyd. Bei grüner Farbe ist kaum ein Pleochroismus wahrzunehmen; sobald dieselbe gelbgrünlich wird, stellt sich der Pleochroismus der natronreichen Augite der Leucitophyre ein und echter Aegirin-Augit erscheint sowohl in selbständigen Krystallen (Gegend von Viterbo und sonst), wie auch als Mantel um den diopsidischen Pyroxen. — Nach Möhl wäre der Augit eines Trachyts von Merapi auf Java (wohl ein Andesit) chromhaltig. — Zerbrechungen der Augiteinsprenglinge sind nicht selten; auch chemische Corrosionen, welche bis zur Zerstörung der Krystall-

form vorschreiten können, sind verbreitet (Phlegräische Felder, Auvergne, Siebengebirge). Diese Corrosionen müssen jedenfalls dem Abschluss der Bildung der Sanidin-Einsprenglinge vorausgegangen sein, da diese bisweilen die Form der Augitlappen bedingen. — An Einschlüssen wurden oft die älteren Ausscheidungen des Magmas (Eisenerze, Apatit, Zirkon, Titanit, Olivin, Biotit) und Glaseier beobachtet. Randliche Resorptions-Neubildungen fehlen. — Verwitterungsvorgänge sind nur selten zu beobachten; sie liefern grünliche schuppige oder fasrige Massen, welche wohl dem Chlorit angehören. Schwerdt beschreibt Pseudomorphosen von Hornstein mit beigemengtem Apatit in plumpen, selten schlanken Formen, auch wohl mit Viridit nach Augit aus Augittrachyten der chinesischen Provinz Shantung. Auch Grosser beschreibt Pseudomorphosen von Quarz nach Augit und nach Hornblende aus den Trachyten des Siebengebirges. Der Quarz bildet dann bald ein einheitliches Individuum, bald ein Körneraggregat. Immer scheint die normale Umwandlung der Verkieselung vorausgegangen zu sein.

Nur selten in selbständigen Einsprenglingen (Monte di Cuma), dagegen oft als äusserster Rand um normalen Augit erscheint der grüne Aegirin oder der gelbbräunliche Akmit in durchaus paralleler Verwachsung mit dem Augitkern. Am schönsten findet man diese Verwachsungen in den Trachyten der phlegräischen Felder (Astroni, Pianura u. s. w.) und Ischias. Statt der Natroneisenpyroxene kann auch eine blaue (Castel d'Ischia), oder braune (Scarrupata) Hornblende (Katophorit) den Augit umsäumen. — Vélain erwähnt einen Trachyt von La Réunion, dessen Augite Nephelin umschliessen: das dürfte ebenfalls Aegirin sein.

In manchen Trachyten von Ischia (Monte Tabor, Monte Vetta, Scarrupata, Punta del Imperatore u. s. w.) kommt neben oder statt der grünen normalen Augiteinsprenglinge ein gelber prismatischer Augit vor, welchen auch Doelter von La Guardia auf Ponza, Kreutz von Munkacs erwähnt. Auf Ischia hat derselbe die normalen optischen Eigenschaften der Augite. Mügge bespricht goldgelbe Augiteinsprenglinge aus domitischen Trachyten von den Azoren, welche bei kurzsäulenförmigem Habitus nach der Längsrichtung und scheinbar auch nach domatischen Terminalflächen spalten. Die Auslöschungsschiefe an losen Krystallen war sehr klein, etwa 2°. Die parallel der Säulenaxe schwingenden Strahlen sind goldgelb mit Stich ins Grünliche, die dazu senkrecht schwingenden mehr bräunlich. Die Axenebene liegt parallel der Längsrichtung, der

Axenwinkel ist klein, die Dispersion stark. Eine von mir wiederholte Untersuchung des von Mügge isolirten Materials ergab, dass die Auslöschungsschiefe den für monoklinen Pyroxen normalen Werth hat. Die Ausbildung der Kryställchen ist tafelförmig nach (100), auf welcher Fläche die positive spitze Bissectrix schief austritt; daraus erklären sich die Angaben Mügge's, die ich im Übrigen durchaus bestätigen kann. — Auch dieser gelbe Augit umwächst oft den grünen in paralleler Stellung und ist also jünger als jener.

Endlich ist rhombischer Pyroxen als Einsprengling in einer gewissen Abtheilung der Trachyte constant, in anderen accessorisch vorhanden. Er bildet stets idiomorphe Krystalle, an denen in der Prismenzone die Pinakoide oft bis fast zum Verschwinden der Prismenflächen herrschen. Terminal scheinen besonders recht stumpfe Pyramiden aufzutreten. Die Spaltbarkeit nach dem Prisma pflegt deutlicher zu sein, als diejenige nach den Pinakoiden. Letztere ist von sehr wechselnder Vollkommenheit und wird oft kaum durch Spaltrisse verrathen, wenn die Präparate nicht äusserst dünn sind. — Der Pleochroismus der bisher bekannten Vorkommnisse ist stark und deutet auf Hypersthen und Bronzit. — Von Einschlüssen wurden Erze, Apatit, Zirkon und Glaseier beobachtet. — Mechanische Deformationen sind bei den gedrungen prismatischen Formen sehr selten. Ebenso fehlen meistens die Resorptionserscheinungen; doch finden sich hie und da Andeutungen von Erzkränzen um den Hypersthen, in welchem allerdings Augit nirgends mit Sicherheit wahrgenommen wurde. Eine peripherische Ausscheidung von Eisenoxyden, wodurch das Mineral sich rostbraun färbt, ist recht verbreitet und dringt bisweilen tief ins Innere desselben ein. — Umwandlungen in Bastit wurden in einem Biotit-Hypersthen-Trachyt des Monte Amiata beobachtet. — Der Hypersthen wird fast ausnahmslos von Biotit und Augit begleitet; er ist dann jünger als oder gleichaltrig mit Biotit, aber stets älter als Augit, welcher ihn bisweilen in paralleler Stellung umwächst.

Unter allen farbigen Gemengtheilen kehren die Pyroxene am häufigsten in einer mikrolithischen Generation der Effusionsperiode wieder. Diese jüngeren Augite gehören bei den meisten Gesteinen dem hellgrünen Diopsid an und bilden dann oft überaus scharfe Kryställchen, seltener lappige und blättrige Individuen. Diese Abart ist an keine bestimmte Structurform der Grundmasse gebunden und tritt sowohl in holokrystallinen, wie in

vitrophyrischen Trachyten auf. — Akmit und Aegirin, sowie die gelben Augite sind als Grundmasse-Gemengtheile vorwiegend allotriomorph; sie werden von den Feldspathmikrolithen durchspickt und sind zwischen diese eingeklemmt, oder aber auch in Häufchen zusammengedrängt, durch deren Verwitterung sich das Gestein dann gern mit Rostflecken bedeckt. Sie treten gern in holokrystallinen oder doch basisarmen Gesteinen auf. In dem bekannten Trachyt vom Kühlsbrunnen fehlen alle farbigen Einsprenglinge; das Gestein ist jedoch voll lang nadelförmiger, grüner Aegirin-Mikrolithe. Die Natron-Eisen-Pyroxene der Grundmasse vergesellschaften sich gern mit blauer oder kaffee- bis krappbrauner Hornblende. Das gleichzeitige Auftreten von Augit und Aegirinmikrolithen giebt Boule aus dem Trachyt von Queyrières im Velay an. — Rhombischer Pyroxen wurde nie in einer jüngeren Generation beobachtet.

Der Apatit bildet meistens die bekannten farblosen, langgestreckten und quergegliederten Nädelchen. Doch begegnet man ihm gar nicht selten in der Form kurz gedrungener Säulchen, die von $(10\bar{1}0)$ und $(10\bar{1}1)$ begrenzt werden. Dieselben sind dann graubraun, graublau oder grauviolett gefärbt und zeigen eine deutliche Absorption $E > O$. Bei dieser Färbung treten ungemein zahlreiche, den Prismenflächen parallel geordnete Einschlüsse auf, welche sich nur selten als Flüssigkeits- oder Glasinterpositionen sicher unterscheiden lassen, und denen oft unbestimmbare nadelförmige Mikrolithe beigemengt sind. Die Trachyte des Laacher Sees, des Siebengebirges, der Rhön, der phlegräischen Felder u. a. liefern gute Beispiele dieser Ausbildungsform. Nach einer Angabe von Blaas wäre in den Trachyten des Demavend in Persien der Apatit in der ersten Form auf die vitroporphyrischen, in der zweiten auf die mehr oder weniger holokrystallin porphyrischen Arten beschränkt. Dem würde die sonst beobachtete Verbreitung dieser beiden Apatittypen nicht widersprechen.

Unter den Eisenerzen — sie fehlen den sehr Na-reichen Trachyten meistens ganz — herrscht der Magnetit, doch ist seine Menge stets klein. Er gehört mit dem Apatit und Zirkon zu den ältesten Gemengtheilen, doch beweisen die Magnetit-Augiträndér der Biotite und Amphibole, sowie das Auftreten winzigster Magnetitkörnchen, die sich an die Augitmikrolithe der Grundmasse anheften, auch eine spätere Bildung dieses Minerals. Dass der Magnetit z. Th. titanhaltig ist, ergiebt sich aus den Titaniträndern,

die er z. B. in siebengebirgischen Trachyten gern führt. Statt des Titanits oder neben demselben erscheint gelegentlich ein blutroth durchsichtiges Mineral in dünnen Blättchen, welches dem Pseudobrookit zugerechnet werden dürfte. — Statt des Magnetits findet sich gelegentlich roth oder gelb durchsichtiger Eisenglanz (Laacher See, Val de l'Enfer u. a. O.) oder auch Titaneisen (Monte Miedo in den Euganäen, Azoren, Jan Mayen nach Berwerth). Letzteres nimmt in manchen akmitreichen Trachyten der Azoren die Form des Titaneisenglimmers an. — Theils an Magnetit gebunden, theils selbständig und den Magnetit vertretend, findet sich Pseudobrookit in domitähnlichen Gesteinen derselben Inselgruppe, besonders gern in Gesellschaft der gelben Augite.

Der Zirkon in kurz prismatischen, oft sehr flächenreichen Kryställchen, welche älter sind als alle farbigen Silikatgemengtheile, ist in allen Trachyten in geringer Menge, aber sehr constant vorhanden.

Als ältere Ausscheidungen, welche nur auf gewisse Trachyttypen beschränkt sind, wären Titanit, Sodalith oder Hauyn und Olivin zu nennen.

Der Titanit in meistens recht kleinen gelben bis gelbrothen, auch nahezu wasserhellen Kryställchen ist sehr verbreitet, wenn auch allenthalben sehr untergeordnet in den normalen Trachyten, sowie in solchen Gesteinen, die sich den Andesiten nähern. Er kommt nur spärlich in pyroxenreichen Trachyten vor, verschwindet nahezu vollständig in den Hypersthen-führenden Trachyten und ebenso in den nach dem Phonolith hinüberspielenden Abarten. Schon Mügge macht darauf aufmerksam, dass auch in den nahe verwandten Augitsyeniten und Rhombenporphyren des südlichen Norwegens der Titanit fehlt, während er in den normalen Syeniten so sehr verbreitet ist. Die hohe Licht- und Doppelbrechung machen das Mineral, ebenso wie die spitzrhombischen Durchschnitte leicht kenntlich. — Ausser in der Gesteinsmasse selbst kommt Titanit auch gern in den Poren der Gesteine aufgewachsen vor*.

* Eine Vererzung des Titanits beobachtete Grosser in siebengebirgischen Trachyten; auch glaubt er die Umwandlung von Titanit in Brookit (Trachytgang im Devon unter den Schneeköpfen) gesehen zu haben. Er sagt ferner von einer andern Umwandlung in demselben Vorkommen: „Als Zersetzungsproduct tritt ein lichtes, grünlichgelbes Mineral auf, welches meistens rechteckige, selten spitzrhombische Durchschnitte zeigt, ein hohes Relief besitzt, und bei lebhaften Polarisationsfarben den Umgrenzungslinien der Vierecke, beziehungsweise der

Mineralien der Sodalith-Gruppe, und zwar Hauyn und Nosean, sind in den ihrer geologischen Stellung nach allerdings wohl etwas unsicheren Laacher See-Trachyten und Sanidiniten längst bekannt gewesen. — Der Sodalith selbst als zweifelloser Gesteinsgemengtheil wurde zuerst von G. vom Rath in manchen Trachyten von Ischia und von den phlegräischen Feldern nachgewiesen und in seiner weiteren Verbreitung von C. W. C. Fuchs auf Ischia verfolgt. Es gehören hierher Gesteine vom Castel d'Ischia, Scarrupata, Punta del Imperatore, Monte Vetta, Trippiti u. a. (mit farblosem Sodalith der Form (110)). Die Menge desselben ist eine ziemlich schwankende. Am Monte Olebano bei Pozzuoli ist der Sodalith blau, aber sehr unregelmässig und spärlich verbreitet. Im Augittrachyt der Fossa Lupara in den phlegräischen Feldern giebt ihn Deecke an. — Vereinzelt beobachtete ihn Zirkel im Trachyt (?) des Pferdskopfes in der Rhön, v. Lasaulx im Ravin des Egravats, v. Fritsch und Reiss in Sanidiniten der Azoren. Mügge fand ihn constant in gewissen Akmit-Trachyten des Massai-Landes in SO.-Afrika. — Auf Klüften und in Poren erscheint er in denselben Gesteinen (gern in Gesellschaft von Titanit und gelbem Augit) und vielen andern, so im Trachyt des Monte di Cuma, Astroni und im Piperno von Pianura. Als eigentlicher Gesteinsgemengtheil ist er älter als die Feldspathe, aber jünger als die farbigen Silicateinsprenglinge. Seine Anwesenheit bedingt in den Trachyten Übergänge und Zwischenglieder nach den Phonolithen hin, wie er ja auch zwischen den Alkalisyeniten und Elaeolith-Syeniten vermittelt.

Der Olivin fehlt den normalen Trachyten anscheinend ganz. Dagegen bildet er oft idiomorphe oder corrodirte Einsprenglinge in den nach den Andesiten hinüberspielenden Gesteinen, zumal in den Augittrachyten und kommt auch in phonolithischen Trachyten nicht gerade selten vor. Der Arsostrom, die Trachyte der Auvergne, sowie diejenigen der Azoren liefern gute Beispiele. Dieser Olivin enthält gern Picotitkryställchen. Als Gemengtheil der Grundmasse

---

längeren Diagonale der Rhomben parallel auslöscht. Manchmal erscheint es in kleinsten, grün und undurchsichtig aussehenden Globuliten, welche perlschnurartig die Durchschnitte des ehemaligen Titanits umrahmen, oder auch ungeordnet durch das Innere setzen, und ist nur mit Hülfe der stärksten Vergrösserungen zu identificiren. In diesem Falle besteht die Hauptmasse, das Innere, aus einer hellgrünen, wenig doppelbrechenden, fasrigen Substanz, deren Auslöschung parallel den Fasern verläuft" (? Anatas).

und z. Th. in Wachsthumsformen, auch roth bis rothbraun pleochroitisch beschreibt ihn Mügge aus andesitischen Augittrachyten von S. Miguel. Klein und Bucca geben ihn aus Trachyten der Umgebung der Seeen von Viterbo und Bolseno an, Pirsson aus einem Obsidian von Gough's Island im Südatlantischen Ocean, der nach der Analyse zu den phonolithoiden Trachyten gehört. — Den Hypersthen scheint der Olivin in den Trachyten zu vermeiden.

Unter den gelegentlich beobachteten, für die Verknüpfung der Trachyte mit andern Gesteinsfamilien bedeutsamen Mineralien sind Quarz und Tridymit, Nephelin und Leucit hervorzuheben.

Quarz wird fast immer in den miarolitischen Poren der Sanidinite (nach Osann auf S. Miguel mit (2132) $= \frac{\frac{1}{2}P\frac{1}{2}}{4}$ neben den gewöhnlichen Trapezoëdern und den Rhombenflächen) und oft in der Gesteinsmasse selbst, mehrfach auch als spärlicher Gemengtheil der eigentlichen Trachyte genannt, so z. B. von v. John im Trachyt des Maclajer Schlossberges in Bosnien, von Vélain in einem Hyalotrachyt von Etang Salé auf La Réunion, von Stelzner von der Puente del Inca mit Flüssigkeitsinterpositionen, in denen sich Würfelchen fanden, von Doelter aus Biotit-Trachyt-Gängen der Ponza-Inseln und aus einem schwarzbraunen Trachyt der Insel Kos. In der Gegend von Schemnitz sind Gesteine vorhanden mit spärlichem Quarzgehalt, welche mitten inne zwischen Liparit und Trachyt stehen. — Zirkel erwähnt Quarz mit angehefteten Sphärolithbüscheln aus den Trachyten der Wah-we-ah-Range. Ebenso fand er Quarz in lose eingewachsenen, nur makroskopischen Körnern, welche sich nicht unter dem Mikroskop vermehrten. Die Quarze waren von einem Ring wahrscheinlich augitischer Mikrolithe umsäumt. In einem Trachyt von den Whitehead Peak fanden sich solche Quarze zugleich mit Olivin*. Die Gesteine sind offenbar keine Trachyte; das letztgenannte erinnert an Diller's Beschreibungen des Quarzbasaltes vom Lassen's Peak (Amer. Journ. 1887. Jan. XXXIII. No. 193. 45). Zum Theil sind diese Quarze gewiss mechanische Einschlüsse, wie das auch für Vorkommnisse wahr-

* Cross beschreibt quarzführende Trachyte vom Little Union Gulch, südlich von Leadville, Col.; der Quarz bildet rundliche Körner in dem mikrofelsitisch struirten Gestein, dessen Einsprenglinge Sanidin, Oligoklas, Biotit und braune Hornblende sind. Ebenso beobachtete er Quarz in der Grundmasse eines Trachyts des Drachenfels-Typus von den Rosita Hills, Col. und in einem dunklen Trachyt derselben Gegend, welcher dem Kühlbrunner Gestein ähnelt, aber nicht Aegirin, sondern Biotit führt.

scheinlich ist, die Blaas aus Persien beschreibt. — Mügge hält den von ihm im Azoren-Sanidinit beobachteten Quarz für secundär.

Tridymit ist weit häufiger theils in der Gesteinsmasse selbst in denselben Formen, die bei den Lipariten beschrieben wurden, theils aufgewachsen auf Drusen und Klüften beobachtet worden. Für letztere Form sei an Drachenfels und Perlenhardt erinnert; die primäre Natur des Minerals ist hier sehr zweifelhaft. Als eigentlichen Gemengtheil fand ich ihn bei Mocsar in Ungarn, Monte Vetta auf Ischia und gelegentlich in den phlegräischen Feldern; ebenso in Laacher See-Trachyten, im Westerwald, in Domiten der Auvergne und in glasreichen Trachyten der Euganäen. Hussak erwähnte ihn von Gleichenberg, Zirkel von den Kawsoh Mountains, Palisade Cañon und Emigrant Road in der Coast Range. — Blaas beobachtete den Tridymit in Demavend-Trachyten um so häufiger, je basisärmer sie waren. In Trachyten von Aden nennen ihn mit mehr oder weniger Bestimmtheit Niedzwiedzki, Vélain und Zirkel. Vélain giebt an, dass der Tridymit hier nur in den mächtigeren Trachytgängen vorkomme, in den schmaleren fehle und hält ihn z. Th. für secundär. Die Gesteine sind reich an chloritischen Zersetzungsproducten und an Carbonaten. Bergeat beobachtete ihn reichlich in manchen Trachyten der Sierra Madre von Guatemala.

Nephelin findet sich in der älteren Literatur öfters als Übergemengtheil in Trachyten erwähnt, wurde aber vielfach später als Apatit nachgewiesen. Unter neueren Angaben erwähne ich, dass Zirkel ihn mit Vorbehalt aus Trachyt von der Mündung des Slaters Fork in den Elkhead Mountains nennt. G. vom Rath entdeckte ihn in Drusen eines Augittrachyts vom Gehänge des Monte Guardia auf Ponza; er wird hier von Augitnädelchen begleitet, die auch auf dem Nephelin aufsitzen. Er ist also hier nicht eigentlicher Gemengtheil. Unter denselben Verhältnissen kommt er im Trachyt vom Camaldoli und im Piperno von Pianura vor.

Leucit wurde von G. vom Rath als Übergemengtheil des Augittrachyts des Arso-Stromes genannt. Spätere Untersuchungen haben das Mineral nicht wieder nachweisen können. — Dagegen dürften diejenigen italienischen Gesteine, welche derselbe Forscher als leucitführende Trachyte beschrieben hat, besser bei den Phonolithen ihre Stellung finden. Dahin würden dann auch die von J. Roth als Gesteinsfragmente in den Tuffen der phlegräischen Felder, sowie der Inselgruppe Procida-Vivara aufgefundenen „leu-

citführenden Sanidintrachyte“ gehören. — Bucca nennt den Leucit als theils spärlichen, theils reichlichen Gemengtheil in Trachyten der Gegend von Viterbo; aber er ist der Ansicht, dass er ein Fremdling sei und aus Leucittephriten übernommen wurde. Er beruft sich dafür auf die Thatsache, dass der Leucit stets stark angegriffen sei, während die übrigen Gemengtheile frisch sind. — Dieselbe Auffassung scheint auch Mercalli zu vertreten.

Als zufällige Übergemengtheile treten zahlreiche Mineralien auf, von denen hier Marialith (auf Klüften im Piperno), Skapolith (in Sanidiniten des Laacher Sees), Cordierit (bei Schemnitz), Turmalin (nach Busatti in Biotittrachyt von Tolfa), Orthit (in einem liparitähnlichen, quarzführenden Trachyt von Hanova bei Kremnitz), Spinell (mit blauen Hornblendeläppchen im Trachyt von Berkum), Rinkit und Laavenit, sowie andere verwandte Substanzen (bezeichnenderweise in Sodalithtrachyt von Ischia und Akmittrachyt von S. Miguel) genannt sein mögen. Dahin gehört auch der Pyrrhit in Sanidiniten der Azoren und der sog. Azorit, welcher von Hubbard (Sitzungsber. d. niederrh. Ges. Bonn. 1886. 7. Juni) und von Osann (L. J. 1887. I. 115) als Zirkon erkannt wurde.

Chalcedon, Opal und Chlorit wird man als Verwitterungsproducte, Pyrit und Alunit als Neubildungen unter der Einwirkung von Solfataren-Gasen ansehen dürfen. Der Chalcedon durchtränkt gewisse Trachyte vollständig und verleiht ihnen dann den Habitus von Lipariten; derselbe wurde früher z. Th., wie von Lasaulx an dem bekannten Vorkommniss von der kleinen Rosenau im Siebengebirge nachwies, mit Mikrofelsit verwechselt.

Die Grundmasse der Trachyte setzt sich aus krystallinen Gemengtheilen und einer Gesteinsbasis in wechselnden Mengen zusammen. Jeder dieser Bestandtheile kann bis auf Null herabsinken, doch herrschen im Allgemeinen die ganz oder nahezu krystallinen Grundmassen. Die Hauptmasse dieser besteht allenthalben aus Feldspath, alle andern oben als vorkommend angegebenen Mineralien treten dagegen sehr zurück. Die Basis der Trachyte ist mit seltenen Ausnahmen glasig und zwar um so farbloser, je spärlicher sie auftritt. Wo sie nicht farblos ist, zeigen sich gelbe bis braune Farben. In dem Glase kommen gelegentlich die globulitischen und krystallitischen Gebilde vor, welche bei den Hyaloliparitenbeschrieben wurden. Sobald diese farbig sind, werden sie ebenso wie dort gern von einem hellen Krystallisationshof umgeben. — Bis jetzt liegen kaum Untersuchungen über die chemische

Natur der Trachytglasbasis vor. Der hochgradig poröse Charakter derselben in manchen Gesteinen beweist das Vorkommen von Bimssteingläsern. Ob man berechtigt ist, nach Analogie der Liparite die tiefgelb oder braunfarbige Trachytglasbasis für Pechsteinglas, die farblose für Obsidianglas zu halten, bedarf der Bestätigung durch chemische Prüfung. Perlitische Absonderung kommt in den compacten Gläsern oft vor. Dass die Glasbasis der Trachyte, ebenso wie in allen porphyrischen Gesteinen, saurer ist als das Gesammtgestein, geht einerseits aus der Thatsache hervor, dass dieselbe bei dem Übergang in die krystalline Entwicklung sehr saure Feldspathe liefert, oft neben Tridymit, andererseits aus dem Vergleich der Bauschanalysen mit der chemischen Constitution der sauersten Gemengtheile und ergiebt sich überdies als eine nothwendige Folge des Umstandes, dass auch hier die Reihenfolge der Ausscheidungen der abnehmenden Basicität entspricht.

Hervorzuheben ist die Thatsache, dass ebenso wie bei den entsprechenden palaeovulkanischen Ergussgesteinen, auch bei den Trachyten eine mikrofelsitische Substanz nur in seltenen Fällen vorkommt. Oft ergiebt das Studium der sphärolithischen Gebilde mikrofelsitähnlicher Trachytgläser, dass der scheinbare Mikrofelsithabitus nur durch äusserst kryptomere Feldspathaggregationen hervorgebracht wird, die mehr oder weniger mit tiefgefärbtem Glase oder mit trichitischen und krystallitischen, opaken Gebilden durchwoben sind.

Classification und Structurformen der trachytischen Gesteine.

Bis zur Einführung des Mikroskops legte man bei den Versuchen zur Classification der trachytischen Gesteine den Feldspathbestand zu Grunde und unterschied zwischen eigentlichen Trachyten und Sanidin-Oligoklas-Trachyten. Auch später noch wird hie und da das Fehlen eines triklinen Feldspaths in gewissen Vorkommnissen betont, so von vom Rath in den vitroporphyrischen Trachyten des Bolsener Sees, von Möhl in solchen des Indischen Archipels, von v. Lasaulx in mehreren Auvergner Gesteinen*. Wiederholte

* Tenne beschreibt das sogenannte „Hauptgestein von Aden", welches Vélain quarzführend fand, als einen quarzfreien Sanidintrachyt, der aus idiomorphen Sanidin-Einsprenglingen in einer Grundmasse aus Sanidin-Leisten und -Körnern in Glasbasis besteht, mit nur spurenweiser Betheiligung farbiger Gemengtheile, wenn man von Augiten absieht, die aus Einschlüssen von Augitandesit herrühren..

Untersuchungen haben für die letzteren jedenfalls ergeben, dass sie nicht nur nicht plagioklasfrei, sondern sogar z. Th. plagioklasreich sind und heute wird kaum noch die frühere Eintheilung Vertheidiger finden. Es ist indessen keineswegs zu bestreiten, dass es sehr plagioklasarme, ja plagioklasfreie Trachyte gebe. Dieselben finden sich in der Reihe der sehr Na-reichen phonolithischen Trachyte. Bezeichnend ist es, dass die in der älteren Literatur mit Vorliebe als Sanidintrachyte bezeichneten Vorkommnisse des Frankfurter Waldes, welche structurell und durch ihren häufigen Gehalt an Grundmasse-Quarz den Bostoniten auffallend ähneln, auch wirklich wie die Bostonite fast oder ganz plagioklasfrei sind. Auch theilen sie mit den Bostoniten das fast absolute Fehlen der farbigen Gemengtheile*. — Den höchsten Plagioklasgehalt zeigen die andesitischen Trachyte.

Eine Gliederung der Trachyte nach Structureigenthümlichkeiten würde deshalb den natürlichen Verhältnissen wenig entsprechen, weil, soweit sichere Erfahrungen darüber vorliegen, derselbe chemisch-mineralogische Trachyttypus eine mehrfache Structurentwicklung erfahren kann. Immerhin herrschen bei gewissen dieser Typen offenbar gewisse Structurformen, wie sich aus dem Folgenden ergeben wird. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass eine solche Beziehung zwischen Bestand und Structur bei fortschreitender Erweiterung unserer Kenntnisse mehr und mehr hervortreten wird. Im gegenwärtigen Augenblick ist es eine leidige Nothwendigkeit, diejenigen Trachyte, denen die intratellurischen Ausscheidungen ganz oder nahezu ganz fehlen, als Hyalotrachyte zusammenzufassen.

Doelter und Zirkel (Microscop. Petrography) inaugurirten eine Gliederung der Trachyte nach den mit den Feldspathen associirten farbigen Gemengtheilen, indem sie die Augittrachyte von den übrigen trennten, nachdem in der ersten Auflage dieses Buches die weite Verbreitung des Pyroxen in dieser Gesteinsfamilie dargethan worden war. Mügge schlug einen z. Th. andern Weg ein in seiner Arbeit über die Azoren-Gesteine. Wollte man sich diesem Principe anschliessen, so würde man analog den äquivalenten Tiefengesteinen die Trachyte in Amphibol-, Biotit- und Pyroxen-Trachyte gliedern können, wobei allerdings die Amphiboltrachyte

---

* Ganz frei von Mg-Fe-Verbindungen ist auch ein von Yarza beschriebener Trachyt vom Berge Axpe in Biscayen.

nicht wie die Amphibolsyenite die grösste, sondern nur eine winzig kleine Gruppe in der Gesammtfamilie bilden würden. Eine solche Gruppirung würde indes gewisse Typen auseinander reissen, welche chemisch unbedingt zusammengehören und manche andere einigen, die wenig mehr als die Mineral-Combination in den Einsprenglingen gemein haben. Derartige Betrachtungen leiteten wohl Mügge, als er die Azorengesteine nach habituellen Verschiedenheiten in typische Trachyte, andesitische Trachyte und Akmittrachyte eintheilte. Wir adoptiren diese Gliederung im Wesentlichen und unterscheiden eigentliche Trachyte, phonolithische Trachyte und andesitische Trachyte. Dabei sind zunächst noch die Trachytgläser aus oben angegebenen Gründen und die sogenannten Sanidinite deswegen ausgeschlossen, weil sie allenthalben nur in losen Massen von nicht absolut sicherer geologischer Stellung auftreten.

Die **eigentlichen Trachyte** sind typisch porphyrische Gesteine von hellgrauer, hellgelber bis weisslicher, selten fleckig oder flammig wechselnder Farbe, von rauhem Anfühlen und mit vorwiegend krystalliner Grundmasse, wenn man von den spärlichen glasigen Ausbildungsformen absieht. Das rauhe Anfühlen, wonach diese Gesteine von Hauy benannt wurden, ist wesentlich durch die angenähert holokrystalline Beschaffenheit, z. kl. Th. durch die bimssteinartige Natur der Glasbasis bedingt. Nach der einsprenglingsartig auftretenden Mineralcombination sind die eigentlichen Trachyte theils Biotit-, theils Amphibol-, theils Augittrachyte. Ganz biotitfreie Amphiboltrachyte, also Formen, welche der älteren Definition der Trachytfamilie entsprechen würden, dürften sehr selten sein. Sie werden von v. Drasche in compacten Massen und als Fragmente in Bimsstein-Ausbildung von Luzon mehrfach erwähnt. Amphiboltrachyte mit mehr oder weniger reichlichem Biotit kommen etwas verbreiteter, aber immerhin spärlich vor. Calderon giebt sie vom Cabo de Gata*, Schwerdt aus der chinesischen Provinz Shantung an. Hier sind sie mit den Biotittrachyten zusammengefasst. Wir unterscheiden bei den eigentlichen Trachyten nach Zusammensetzung und Structur die folgenden Typen:

Der Drachenfels-Typus ist mineralogisch dadurch charakterisirt, dass neben Sanidin und Oligoklas der Biotit, recht selten die Hornblende als intratellurische Bildung herrscht, während

* Osann kennt sie von dort nicht.

der Augit auf die Effusionsperiode beschränkt ist, seltener bereits unter den Einsprenglingen vorkommt. Der Gehalt an Eisenerzen und eisenhaltigen Silikaten ist sehr gering unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse. Die letztere ist ein vorwiegend holokrystallines oder doch glasarmes Gewebe von idiomorphen Feldspathmikrolithen, unter denen polysynthetisch gestreifte meistens ganz fehlen.

Die Grundmassen-Feldspathe sind bald in der Form gedrungener Säulchen ausgebildet, welche demnach fast immer quadratische oder kurzrectanguläre Durchschnitte liefern, oder aber sie bilden lange und schmale Säulchen, deren Längsaxe stets Axe grösster Elasticität, also wohl a ist. Beide Formen gehen mannichfach ineinander über und sind daher nicht wohl zu trennen, obschon sie bei extremer Ausbildung sehr abweichenden Habitus bedingen. Im ersten Falle hat die Grundmasse, von dem hier fehlenden Quarz abgesehen, den Charakter der Grundmasse der Orthophyre und mag danach kurz als orthophyrisch bezeichnet werden. Das ist die Entwicklung der Grundmasse z. B. in den Gesteinen vom Ölberg, von der Perlenhardt im Siebengebirge, vom Mont Dore, von Kalamaki (Griechenland), Monselice (Euganäen), in zahlreichen Domiten* der Auvergne, und nach den Beschreibungen von v. John, Schwerdt und

---

* Der Domit des Puy de Dôme, den Lewinstein analysirt hat, ist ein reines Alkaligestein mit nur 0,14 Ca O und gehört nicht in diese Gruppe, deren typische Repräsentanten bis zu fast 6 % Ca O führen können bei gleichem Gehalt an Kieselsäure (60—62 %).

Die geologischen Altersverhältnisse der Ergussgesteine des französischen Centralplateaus sind nach M. Boule und andern Geologen Frankreichs, auch nach der amtlichen geologischen Karte, im Wesentlichen folgende. In der Chaîne des Puys hat man von unten nach oben:

1) Trachyt (Domit) in Kuppen und Gängen,
2) Untere Basalte,
3) Glimmer- und Hornblende-Andesite,
4) Labradorites, d. h. olivinhaltige Augitandesite,
5) Obere Basalte.

2—4 treten in Ergüssen an Kegeln mit Krateren auf.

Am Mont Dore folgen sich ebenso von unten nach oben:

1) Ströme von Liparit, Perlit, trachytoidem Phonolith und phonolithoidem Trachyt in
2) Unterem, weissem, rhyolitischem Cinérit, d. h. Liparit- und Trachyttuff mit beigemengtem Sedimentmaterial,
3) Basalte, z. Th. mit grossen Einsprenglingen, vielleicht theilweise die ältesten Ergüsse,
4) Ströme von basischen Andesiten, Augitandesiten und Feldspathbasalten in

Stelzner in den Trachyten des Maglajer Schlossberges in Bosnien, der Provinz Shantung und der Puente del Inca. Am deutlichsten wird dieselbe, wenn geringe Mengen einer Basis hier die Rolle des Quarzes in den Orthophyrgrundmassen übernehmen. Wo diese fehlt, da hindern sich natürlich die Feldspathindividuen der Grundmasse gegenseitig an der vollkommen idiomorphen Entwicklung, die Structur der Grundmasse geht dann in das Hypidiomorph-körnige oder auch in das Allotriomorph-körnige über, wofür die Siebengebirgstrachyte Beispiele liefern. Der Eintritt einer meistens gelblichen bis farblosen Glasbasis in zarten Schleiern um die Feldspathmikrolithe und als spärliches Cäment zwischen denselben ändert den Charakter ebensowenig, wie die spärlichen Bisilikate der Grundmasse. Die Basis ist gelegentlich zu büschelförmigen Faser- oder Schüppchenaggregaten von wohl mikrofelsitischem Charakter entwickelt (Rhönsdorfer Thal im Siebengebirge). Wo sie an Menge zunimmt, treten die mikrolithischen Gebilde der Effusionsperiode mehr und mehr zurück und so entwickeln sich echte vitroporphyrische Facies (Auvergne, Ungarn, nach Bussati's Beschreibung Tolfa), die zu echten Hyalotrachyten (Trachytbimssteinen, Trachytobsidianen und Trachytpechsteinen) hinüberführen.

Als weiter verbreitet und geradezu als typisch darf man diejenige Ausbildung bezeichnen, bei welcher die Feldspathmikrolithe der Grundmasse lang leistenförmig sind. Dieselben ordnen sich dann fast stets mit ihren Längsaxen parallel zu zierlichen fluidalen Zügen, welche sich stromartig um die grösseren Einsprenglinge winden. Auch hier fehlt oft jede Spur sicher nachweisbarer Basis und daher haben französische Forscher diese Structur geradezu als mikrolithisch bezeichnet. Der Charakter derselben wird ebenfalls weder durch die spärlichen Bisilikate, noch durch geringe Mengen einer Glasbasis verwischt. Dieselbe möge hier kurz trachytische Structur genannt werden (Taf. V Fig. 2). Sie steht der pilo-

---

5) Oberen Aschentuffen (cinérites) und Auswürflingsmassen (Agglomeraten), welche die Hauptmasse des Mont Dore bilden und z. Th. durch Wasser geschichtet sind,

6) Andesite und Trachyte mit grossen Sanidineinsprenglingen,

7) Amphibol-Augit-Andesite und Hauyn-Andesite (téphrites Michel-Lévy's),

8) Phonolith, d. h. Hauyn-Trachyt, vorwiegend in Gängen und Strömen,

9) Basalte der Hochfläche, älter als die Thalbildung,

10) Basalte des Quartär, im Typus schwankend zwischen Limburgit und Augitandesit.

taxitischen Structur der Augitporphyrite und bei Anwesenheit etwas reichlicherer Glasbasis der hyalopilitischen Structur dieser Gesteine sehr nahe. — Modificationen derselben werden besonders dadurch bedingt, dass die Breitedimensionen der Feldspathleistchen stark abnehmen, so dass diese selbst bei starken Vergrösserungen nur strichartig erscheinen, sich dann gern biegen, trichitisch ausfasern und statt der fluidalen eine oft sphärolithische Anordnung zeigen. Der Habitus der Grundmassen wird hierbei oft anscheinend mikrofelsitisch, doch beweist der stets negative optische Charakter der parallel oder radial gruppirten Fasern, sowie die Übergänge in bestimmbare Mikrolithe ihre Feldspathnatur. Je feiner die Faserung dieser Feldspathe wird, um so reichlicher pflegt eine gewöhnlich dunkle, selten hellgelb gefärbte Glasbasis, oft mit reichlichen opaken krystallitischen Gebilden beigemengt zu sein. Vorzügliche Beispiele dieser Structur bei mehr oder weniger holokrystalliner Entwicklung liefern die Trachyte des Siebengebirges, des Westerwaldes (Hülsberg, NO. von Wirges), Böhmens u. a. Die mehr glasreichen und anscheinend mikrofelsitischen Formen finden sich recht spärlich in euganäischen und in azorischen Vorkommnissen.

Die Verbreitung des Drachenfels-Typus, wenn man eine gewisse Latitüde gestattet, ist eine sehr grosse. Ihm gehören (mit Ausnahme des Gesteins vom Kühlsbrunnen) die Vorkommnisse des Siebengebirges und seiner Umgebungen, des Westerwaldes, Böhmens (Brokasch, Kostenblatt, nach Hibsch auch Algersdorf; nach seinen Angaben durchsetzen die Trachyte das Böhmische Mittelgebirge in Gängen und Stöcken und man kennt keine Tuffe derselben) und der neuerdings von Chelius beschriebenen hessischen Localitäten an (Sporneiche unfern Thomashütte, südlich von Urberach, Dietzenbach, Hohberg bei Heusenstamm; die Gesteine sind glimmerarm und der Biotit überdies unter Rücklassung von Rostflecken vielfach verwittert). — Die hierher gehörigen ungarischen Vorkommnisse der Gegend von Kremnitz, Schemnitz und Nagy-Banya (Ober-Fernezelly) spielen stark hinüber in die andesitischen Trachyte durch Reichthum an Plagioklas und Augit unter den Einsprenglingen und Annäherung an hyalopilitische Structur mit dunklem Glase, oder aber sie stehen den Felso- und Hyaloliparіten derselben Gegenden so nahe, dass man sie besser mit ihnen vereinigt. — In den Euganäen treten neben normalen Trachyten vom Drachenfels-Typus (Monselice, nach Bertolio auch Venda, Fontana Fredda, Cingolina u. a.) auch Übergänge in die andesitischen Trachyte auf (Battaglia, auch das durch seine grossen

Tridymitpseudomorphosen bekannte, stark verkieselte Vorkommen vom Monte Zovon). — Sehr reichhaltig ist der Drachenfels-Typus in der Auvergne entwickelt, so im Ravin de la Craie (Sanidin hat auffallend oft Oligoklaskerne), Plateau de la Durbize (mit ziemlich reichlicher brauner Glasbasis), Vallée de la Cour (auffallend reich an Biotit- und Augiteinsprenglingen), Ravin des Egravats (mit reichlichem Bimssteinglas), Val de l'Enfer. Ebenso gehören hierher manche sog. Domite dieser Provinz, deren auffällig hoher Gehalt an SiO_2 theils durch Ausscheidungen von Tridymit, theils durch nicht unbeträchtliche Mengen einer wasserhellen bis gelblichen Obsidianglasbasis seine Erklärung findet. — Nach der Darstellung Hussak's rechne ich hierher die Trachyte vom Schaufelgraben, Gleichenberger Kegel und Schlossberg bei Gleichenberg in Steiermark, welche andererseits durch ihren hohen Eisengehalt an Pantellerite gemahnen. — Ebenso gehören hierher wohl nach der Beschreibung von Blaas die holokrystallin-porphyrischen Trachyte des Siakuh-Gebirges in Persien, denen, wie das auch sonst vorkommt, der Augit gelegentlich fehlt, während die sonst nahe verwandten, durch Übergänge in vitroporphyrische Formen charakterisirten Demavend-Trachyte durch gelegentliches Eintreten des Hypersthen in eine Abtheilung der andesitischen Trachyte hinüberspielen. — Mügge beschreibt diesem Typus verwandte Formen unter den azorischen Gesteinen, Stelzner als 110 m mächtigen Lagergang in cretacischen Schichten der Cordillere von Mendoza, G. H. Williams als reinen Hornblendetrachyt von Fernando de Noronha, Bergeat in den kieselsäurereichen Trachyten von Uspantan, Cuilco, Parajon, El Chato und Barrunca El Fescal von der Sierra Madre in Guatemala. Der Kieselsäuregehalt und die Herrschaft des Biotit stellen diese Gesteine zu den Domiten; vereinzelte basische Plagioklase in denselben sollen aus dem Nebengestein stammen.

Seiner mineralogischen Zusammensetzung nach würde hierher auch der von mir beschriebene Glimmertrachyt vom Monte Catini bei Volterra gehören; doch giebt ihm der grosse Reichthum an Biotit und Augit, welche einsprenglingsartig hervortreten, während die (oft zu radialen Gruppen vereinigten) Feldspathe wesentlich der Grundmasse angehören, einen entschieden lamprophyrischen Charakter. Weitere Untersuchungen an neuerem Material liessen in diesem Gestein auch die bei Lamprophyren so häufigen Pilitpseudomorphosen erkennen, welche auf einen ursprünglichen, allerdings recht spärlichen Olivingehalt schliessen lassen. — Es darf nicht

unbeachtet bleiben, dass manche Beschreibungen LINDGREN's von Augit-Glimmer-Trachyten in den Little Belt Mountains, Montana auffallend an dieses Gestein vom Monte Catini erinnern. Ebenso seine Schilderungen von dem Gangnetz ähnlicher Gesteine in den Highwood Mountains, Montana. Man vergleiche den Theralith-Shonkinit-Typus S. 372—381*.

Man wird nicht fehlgreifen, wenn man in dem Drachenfelser Trachyt-Typus und den zugehörigen Hyalotrachyten vorwiegend** die effusive Form der syenitischen Magmen vom Erzenbach und Planen'schen Grund-Typus sieht. Er umfasst die charakteristischen Sanidin-Oligoklas-Trachyte der älteren Petrographen. Recht nahe steht ihm noch der Ponza-Typus, aber er spielt hinüber in die pulaskitischen Magmen und tritt daher auch geologisch vergesellschaftet mit charakteristischen Effusivformen dieser auf.

Der Ponza-Typus umfasst eigentliche Trachyte, welche ihrem ganzen Habitus nach dem Drachenfels-Typus nahe stehen, sich aber von diesem durch das mehr oder weniger vollständige Fehlen des Biotits unter den Einsprenglingen unterscheiden. Die Stelle dieses, während der intratellurischen Periode des Gesteins wahrscheinlich vielfach vorhandenen, aber nahezu vollständig resorbirten Gemengtheils übernimmt ein grüner oder gelber Augit. Die Gesteine sind also Augittrachyte. Die frühere Häufigkeit des Biotits ergiebt sich aus dem Vorhandensein von Magnetit-Augit-Häufchen in oben beschriebener Form, sowie aus dem Vorhandensein dieses, auch gelegentlich von Olivin begleiteten Minerals, in unverändertem Zustande in Nestern mit Augit und Plagioklas, welche als sehr alte intratellurische Ausscheidungen gewissermaassen fremdartig im Gestein auftreten. Der Trachyt des Ponza-Typus nähert sich durch das Vorkommen von Nephelin und Sodalith in Drusenräumen, selten im eigentlichen Gesteinsgewebe, durch Aegirin- und

* In einer mir während des Drucks zugehenden, oben citirten Arbeit beschreiben WEED und PIRSSON einen in der Kreide von Eagle Butte in den Bearpaw Mountains, Montana, intrusiven biotitreichen Mica-trachyte, der ebenfalls, von dem mangelnden Augit abgesehen, dem Glimmertrachyt des Monte Catini nahe verwandt sein muss. Das Montana-Gestein gehört zu einer Magmenentwicklungsreihe, welche leucitbasaltische Ergüsse und alkalisyenitporphyrische Intrusivmassen geliefert hat. Wie ist das mit dem Gestein von Monte Catini?

** Durch mangelhaftes Verständniss der benutzten Literatur, deren Deutung nicht immer sicher oder gar leicht ist, mag Manches in den Darstellungen dieses Buches an unrichtiger Stelle stehen. Für Belehrung nach dieser Richtung wäre ich sehr dankbar.

Akmitmäntel um die Augite, und durch natron- und eisenreiche Pyroxene und Amphibole in den Zwickeln der Feldspathmikrolithe der Grundmasse an manchen Orten den phonolithischen Trachyten.

Die Structur des Ponza-Typus ist vorwaltend die trachytische; orthophyrische Ausbildung wurde nirgends beobachtet. Gerade hier sinken die Feldspathmikrolithe oft zu trichitischen Formen herab und bedingen so einen anscheinend mikrofelsitischen Habitus. — Die Repräsentanten dieses Typus treffen wir besonders in den phlegräischen Feldern (Camaldoli, Monte nuovo, Astroni, Solfatara, Monte Olebano), sowie auf Ischia und am Monte della Guardia u. a. O. auf der Insel Ponza. Auch der durch seine schlierige Verwebung dunklerer und hellerer Gesteinstheile bekannte Piperno von Pianura und Soccavo gehört diesem Typus an. Die dunkleren Flecken unterscheiden sich von dem Hauptgestein (nach Kalkowsky's Untersuchungen) nur durch höheren Gehalt an Magnetit, durch grössere Porosität und durch den Mangel der sphärolithischen Ordnung der Sanidine, welche in dem Hauptgestein reichlich vorkommt*. — Mercalli giebt offenbar hierher gehörige Trachyte vom Krater von Vico in den Ciminischen Hügeln bei Viterbo an; in den Tuffen des Berges finden sich auch hauynführende lose Massen dieses Trachyts.

Auch dieser Typus hat, wenn ich die Schilderungen richtig deute, eine nicht unbeträchtliche Verbreitung. So beschreibt ihn Becke vom Dumlydagh in Armenien, Doelter vom Monte Ferru in Sardinien, Mügge von S. Miguel und Fayal unter seinen domitischen Trachyten. — Hierher gehören wohl auch die einsprenglingsarmen Trachytes augitiques, welche Boule aus dem Velay, zumal aus dem Gebiet von Mézenc beschrieben hat. — Renard's Beschreibungen lassen ihn unter trachytischen Gesteinen der Kerguelen-Gruppe und der Insel Ascension erkennen. An der letztgenannten Localität sind besonders Abarten interessant, denen die intratellurischen Ausscheidungen mehr oder weniger fehlen, und andere, welche durch vitroporphyrische Ausbildungen zu Trachyt-Obsidianen hinüberführen. Renard betont die Übergänge dieser Gruppe einerseits nach den Quarztrachyten, andererseits nach den Andesiten hin.

* Das Gestein hat letzthin mehrfach die italienischen Petrographen beschäftigt, die z. Th. die Ansicht vertreten, dass die dunklen Massen im Piperno ursprünglich Auswürflinge seien, die von der hellen Hauptmasse der Lava eingeschlossen und z. Th. umkrystallisirt wurden.

Die Gruppe der **phonolithischen Trachyte** steht ihrem äusseren Habitus nach den eigentlichen Trachyten sehr nahe, ist aber oft durch eine dünnplattige Absonderung mit fettig glänzenden und sich ebenso anfühlenden Absonderungsflächen, durch grünliche Töne in der stets hellen Farbe, sowie durch den Mangel oder die Seltenheit von grossen makroskopischen Einsprenglingen charakterisirt. Chemisch ist das Herrschen des Natrons gegenüber dem Kali bedeutsam, mineralogisch das ziemlich allgemeine Fehlen von Biotit und Hornblende, die Herrschaft der Alkali-Pyroxene und Alkali-Amphibole unter den farbigen Gemengtheilen der Einsprenglinge und der Grundmasse. Die Neigung zu holokrystalliner Ausbildung ist grösser, als in irgend einer andern Gruppe. — Das Attribut „phonolithisch" soll nicht etwa eine merkliche Abnahme des für die eigentlichen Trachyte charakteristischen Kieselsäuregehalts andeuten, sondern das für Trachyte ungewohnte Auftreten von charakteristischen Gemengtheilen der Phonolithe (Aegirinaugit, Aegirin, Akmit, Arfvedsonit, Katophorit, Sodalith) und das nahezu absolute Fehlen freier Kieselsäure. In dieser Abtheilung der Trachyte liegen zweifellos die Effusivformen der alkalisyenitischen Tiefengesteine vom Pulaskit-, Albany- bis Laurvikittypus vor. — Auch in dieser Gruppe kann man zwei Typen unterscheiden, die Sodalith-Trachyte und die Trachyte mit Alkalipyroxenen und Alkaliamphibolen, je nachdem durch den einen oder den andern der genannten Gemengtheile die Zugehörigkeit zu den alkalisyenitischen Magmen in hervorragender Weise markirt wird.

Die nahe Verwandtschaft der Sodalith-Trachyte mit dem Ponza-Typus drückt sich schon darin aus, dass beide an den wenigen Orten, wo wir sie mit Sicherheit kennen, in engster geologischer Verknüpfung auftreten und durch zahlreiche Übergänge miteinander verbunden sind. Die maassgebenden Repräsentanten haben wir in den an früherer Stelle genannten Localitäten der Insel Ischia zu suchen. Die Structur ist hier fast durchweg holokrystallin und trachytisch; nur selten ist eine spärliche gelbe Glasbasis als feiner Schleier zwischen den Grundmasse-Gemengtheilen zu erkennen. Der Sodalith ist nirgends in grösserer Menge als eigentliches Gesteinselement vorhanden. In hohem Grade bezeichnend ist es, dass die bisher in ihrem Auftreten ausschliesslich an Elaeolithsyenite gebundenen Mineralien Laavenit und Rinkit ziemlich regelmässig in lappigen Blättchen den Sodalith-Trachyten Ischias (Castel d'Ischia, Scarrupata, Gehänge des Epomeo) und den nahe verwandten Akmit-

Trachyten der Azoren beigemengt gefunden wurden. Die zwischen die Feldspathmikrolithe eingeklemmten, oft regellos und poikilitisch verwachsenen farbigen Gemengtheile sind z. Th. Aegirinaugit und katophoritische Hornblende, Eisenerze fehlen nicht selten ganz.

Sodalithtrachyte wurden in mehreren Vorkommnissen nach Freda, Johnston-Lavis und Dell' Erba, die sie beschrieben, bei Tunnelarbeiten im gelben Tuffe von Neapel aufgefunden. — Dell' Erba beschreibt ferner Lava-Auswürflinge der Eruption vom September 1535, welche den Monte Nuovo schuf als Sodalithtrachyt; das früher für Phonolith gehaltene Gestein soll ausser herrschendem Sanidin und Sodalith auch Anorthit, Augit und etwas Olivin führen. Der Anorthit wäre ein sonderbarer Gast in dieser Gesellschaft.

Nach Michel-Lévy treten Hauyn- oder Noseantrachyte in dem Mont Dore auf, es sind z. Th. die bisher als Phonolithe beschriebenen Vorkommnisse, wie die Roche Sanadoire, Lusclade, ferner das an Andesin reiche Gestein von La Vernière auf dem linken Ufer der Dordogne, von der Route des Mont Dore und dem Pfade von Passy, sowie ein Strom von dem Roc Blanc, dessen Anorthoklaseinsprenglinge Mäntel von Sanidin haben. — Zur Limagne gehört der Gang von La Rochette (glasreich mit viel Titanit und Aegirinmikrolithen) und der Strom von Chaux-Montgros von gleicher Zusammensetzung und Structur. — In dem Velay gehören hierher nach Boule die Noseantrachyte von Glavinas, Chenalets, Araules, Lardeyrol, Jalore, Mont-Plaux, Peyre-de-Bard u. a. Boule nennt die Gesteine Phonolithe, obschon sie keinen Nephelin führen.

Ein sehr eigenthümliches Gestein beschreibt Chrustschoff aus dem Taimyr-Lande in Sibirien; dasselbe ist sandsteinartig, bröckelig, von mittelkörnigem Gefüge und granitischem Habitus. Es besteht aus Nosean und Anorthoklas als wesentlichen, Sanidin, Plagioklas, Amphibol, Biotit, Melanit, Magnetit, Titanit, Zirkon und Glasresiduum als accessorischen Gemengtheil. Chrustschoff nennt das wohl sanidinitähnliche Gestein Taimyrit, indem er sagt: „ich möchte dasselbe daher nach dem Vorgange von Rosenbusch als Taimyrit bezeichnet wissen", obschon mir dasselbe bis heute unbekannt ist. — Ein anderes Gestein, welches aber statt Nosean den Sodalith enthält, hat nach desselben Autors Angaben granitischen Charakter und panidiomorph-körnige Structur. Letztere fehlt den Graniten.

Einen von den echten Sodalith-Trachyten sehr abweichenden Habitus zeigen die als Laacher-See-Trachyte bekannten

losen Massen. Sie sind auch chemisch von denselben ziemlich verschieden und besitzen eine trotz allen Wechsels durchweg andere Structur, ihre Genesis ist noch recht unklar. Man vergleiche darüber die eingehende Schilderung von HUBBARD. Nach CALDERON würden Sodalith-haltige Trachyte auch am Cabo de Gata vorkommen. Doch zeigte OSANN, dass die Bestimmung irrig ist. Das Gestein (Collado de la Cruz del Muerto) ist ein Augit-Hypersthen-Andesit mit Mandelsteinstructur, in dessen Mandeln sich Tridymitkugeln finden, aufgebaut aus zahlreichen Täfelchen.

Als Akmit-Trachyte bezeichnete MÜGGE Gesteine von Sete Cidades, Lagoa do Fogo, Val de Furnas und Lagoa do Congro auf S. Miguel, sowie von der Insel Terceira, deren Phonolithähnlichkeit er gebührend betont, wie ihm auch der eigenthümliche Charakter der Feldspatheinsprenglinge nicht entging. Dieselben scheinen vorwiegend dem Anorthoklas anzugehören, was auch für die ischianischen Sodalith-Trachyte z. Th. gelten darf. Die Structur ist auf den Azoren durchweg holokrystallin, wobei die Feldspathmikrolithe niemals zu trichitischer Feinheit herabsinken. Die keilförmigen Interstitien dieser werden von Akmit, Aegirin und arfvedsonitartigem Amphibol (auch Cossyrit) derart erfüllt, dass diese dort, wo die Feldspathe quergeschnitten wurden, Kränze um dieselben bilden. Der Reichthum an mikrolithischen Bisilikaten der Effusionsperiode ist grösser als bei den eigentlichen Trachyten. Vielleicht verdient auch die Häufigkeit von Titaneisenglimmer in der Grundmasse Erwähnung. Eine nochmalige Revision dieser Gesteine ergab die Richtigkeit von MÜGGE's Bestimmungen bis auf einen Punkt. Das von ihm als Akmit gedeutete Mineral ist nur zu einem kleinen Theil Akmit, vorwiegend eine z. Th. in vollendet idiomorphen, schlanken Prismen, von (110) (010) (001) ($\bar{1}11$) begrenzte Katophorithornblende mit $b > c > a$ in durchweg graubraunen Tönen, mit schwacher Doppelbrechung und recht beträchtlicher Schiefe $c : c$. Weit häufiger ist diese Hornblende in der Grundmasse und dann mit Aegirinaugit, seltener mit Aegirin vergesellschaftet. Der arfvedsonitartige Amphibol ist echter Arfvedsonit. Recht reichlich enthalten manche Handstücke das von OSANN, LENK und mir vielfach in verwandten Gesteinen erwähnte, ainigmatitähnliche, aber stets lappige und stärker als Ainigmatit doppelbrechende, krappbraune Mineral. Diese Azorentrachyte müssen also nicht Akmittrachyte, sondern Katophorittrachyte heissen.

In manchen Vorkommnissen häufen sich die farbigen Gemeng-

theile so an, dass ein durchaus den Pantelleriten genäherter Zustand erreicht wird. Dieser Typus kommt auch auf Fayal bei Castello Branco und ähnlich am Gerbier du Jonc in der Haute-Loire vor, an beiden Orten mit Einsprenglingen von Diopsid, welcher mit Aegirinaugit und z. Th. mit Aegirin umwachsen ist. Die Feldspath-Einsprenglinge sind auch hier Anorthoklas nach einer Bestimmung von Fouqué, dessen Güte ich auch die Proben verdanke.

Im Massai-Lande treten nach Mügge gleichfalls „Akmit-Trachyte" von analoger Zusammensetzung, aber mit accessorischem Sodalith auf. Interessanterweise aber ist hier die Structur vitroporhyrisch, indem die Feldspathindividuen der Grundmasse durch ein z. Th. globulitisch-gekörneltes, auch schlieriges, braunes Glas verkittet werden, welches sich bis zum Verschwinden der mikrolithischen Ausscheidungen anhäufen kann. Ja, selbst unter den Einsprenglingen fehlen in bimssteinähnlichen Formen dieses Gesteins die Feldspathe, so dass also dessen Effusion in einen frühen Abschnitt der intratellurischen Periode des Gesteins fallen muss. Nach Mügge's Beschreibung lassen sich diese Gesteine heute richtiger dahin deuten, dass sie neben herrschendem Aegirinaugit mit Aegirinmänteln auch blauen Arfvedsonit und Cossyrit, beziehungsweise das eben beschriebene cossyritähnliche Mineral führen.

Als den Typus eines Arfvedsonit-(Riebeckit-)Trachyts darf man das (früher für Liparit geltende, von Lasperyres als Trachyt nachgewiesene) Gestein von Berkum bei Remagen betrachten. Die dunklen Flecken desselben bestehen ganz aus lappigem Arfvedsonit oder Riebeckit; nur ganz vereinzelt findet sich ein Biotitblättchen. Die undulöse Auslöschung der Feldspathe dürfte wohl auf Anorthoklas deuten. Die Structur ist vollkommen trachytisch. — Zu den Arfvedsonittrachyten sind mit ziemlicher Sicherheit wohl auch die von Lenk beschriebenen Trachyte von dem Vulkan Ngorongoro in Deutsch-Ostafrika zu stellen.

Einen ganz vorzüglichen Aegirintrachyt besitzt Deutschland in dem bekannten Gestein vom Kühlsbrunnen im Siebengebirge. Vielfach besprochen ist die eigenthümlich rund poröse Structur dieses Gesteins. In den frischesten Handstücken fehlt sie und muss daher durch Auswitterung von Bestandmassen des Gesteins herrühren. Vogelsang (Philosophie der Geologie. S. 186) dachte an Magnetit oder amorphe Substanzen, Zirkel (Mikrosk. Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine. S. 383) an stark poröse kleine Feldspathe. In den frischeren Handstücken findet man den

Raum der leeren Poren von einer z. Th. scheinbar isotropen, z. Th. kryptokrystallinen bräunlichgelben Substanz erfüllt, welche gelegentlich auch in radialstrahligen Sphärolithen von optisch positivem Charakter ausgebildet erscheint und zwar oft so, dass ein einziger Sphärolith den Raum ausfüllt. Die Sphärolithe bestehen aus einer Glimmersubstanz, das ursprüngliche Mineral war Sodalith. — Dieselbe Porosität zeigen die Trachyte vom Ölberg im Siebengebirge, vom Alsberg in der Rhön, von Brokasch in Böhmen u. a. Die Ursache ist allenthalben dieselbe.

Zu den Aegirintrachyten stelle ich auch die gangförmigen Phonolithe (sie enthalten keinen Nephelin), welche Boule von Pielgier, le Pertuis und Chaudegroles im Velay angiebt.

Das Gestein vom Monte di Cuma in den phlegräischen Feldern, welches durch seine auf Drusenwänden sitzenden Überzüge von Sodalithkrystallen bekannt ist, stellt einen Akmittrachyt dar.

Die Gruppe der **andesitischen Trachyte** theilt mit den normalen Trachyten das rauhe Anfühlen, aber die Farben sind dunkler, grau bis schwärzlichgrau, selten bräunlich, der Typus lavaähnlich, das specifische Gewicht höher. Als Einsprenglinge treten die Feldspathe gern in grossen Individuen hervor, Pyroxen ist reichlich, Olivin oft schon mit blossem Auge erkennbar. Der gestreifte Feldspath tritt mehr hervor gegenüber dem Sanidin. Wenn Biotit oder Amphibol vorkommen, was durchaus nicht selten ist, so haben sie doch mehr den Charakter von accessorischen Gemengtheilen. Die Grundmasse ist selten holokrystallin, ihr Gehalt an farbigen Silikaten und an Eisenerzen ist weit höher. Eine Neigung zu vitroporphyrischer Structur ist bei dieser Gruppe unverkennbar. — Wir unterscheiden zwei Typen, die Biotit-Hypersthen-Trachyte und den Arso-Typus.

Als Repräsentanten der Biotit-Hypersthen-Trachyte betrachte ich sehr nahe verwandte Gesteine vom Monte Amiata, Pallanzano bei Viterbo, Belvedere del Principe zwischen Bracciano und Cervetri, welche ich der Liebenswürdigkeit der Herren Carlo de Stefani in Florenz und Bucca in Rom verdanke. In reichlicher, selten farbloser (Monte Amiata*), meistens gelbbrauner bis brauner, auch wohl in Strähnen verschiedenfarbiger Glasbasis

* Bekannt sind durch G. vom Rath's Untersuchungen die Glaskugeln dieses von J. Francis Williams vorzüglich erforschten Gesteins; dieselben zeigen nur schwache und auffallenderweise positive Doppelbrechung. Sie sind vollkommen amorph, ohne jede Spur einer fasrigen oder sonstigen Structur.

liegen Einsprenglinge von Biotit, Hypersthen, Augit, reichlichem Labrador und Sanidin nebst Magnetit, Apatit und Zirkon. Die Basis ist oft ziemlich frei von mikrolithischen Ausscheidungen der Effusionsperiode und führt dann gern fluidal geordnete Porenreihen und krystallitische oder trichitische Gebilde. In andern Fällen treten neben meistens stark vorherrschenden Feldspathmikrolithen sehr wechselnder Dimensionen solche von Augit (er verwittert zu Eisenhydroxyd), auch wohl von Biotit, niemals von Hypersthen auf. Im Allgemeinen stören diese Ausscheidungen der Effusionsperiode den typischen vitroporphyrischen Charakter der Structur nicht. Wo jedoch dieselben die Glasbasis mehr oder weniger verdrängen (Monte Amiata), da wird die Structur trachytisch, nicht andesitisch. In einem Handstück vom Monte Amiata waren manche Sanidine randlich trübe in ähnlicher Weise, wie das so oft bei den aus Gneiss oder Granit mechanisch aufgenommenen Orthoklasen der Lamprophyre der Fall ist.

Bucca, der einige hierher gehörige Gesteine aus der Umgebung von Bracciano und Cervetri beschreibt, stellt sie zu den Augit-Andesiten und giebt an, dass das Gesteinsglas auch stellenweise mikrofelsitisch werde. Das würde für die auch sonst nicht unwahrscheinliche Annahme sprechen, dass das Glas ein Pechsteinglas sei. — Seiner mineralogischen Zusammensetzung nach gehört hierher ein rothbrauner, biotitreicher Trachyt von Mocsar in Ungarn, dessen Grundmasse bei spärlichem Glasgehalt eine vorzüglich deutliche orthophyrische Structur besitzt. — Aus andern Trachytgebieten sind mir noch keine Repräsentanten dieses Typus bekannt geworden. In der palaeovulkanischen Reihe finden sich keine Analoga; ebensowenig bei den Tiefengesteinen. Der SiO_2-Gehalt dieser Gesteine ist nicht bestimmt, dürfte aber trotz des Labradors nicht unbeträchtlich sein. — Die „Trachy-Andésites“ von Fouqué aus dem Mont Dore (Puy Ferrand, Vallée de la Cour, Morangie, Sancy, Lusclade) gehören wohl nicht streng hierher, sondern mehr zu dem Drachenfelstypus. Dagegen sind nahe verwandt gewisse Trachy-Andesite mit grossen Sanidin- und viel Augiteinsprenglingen neben Biotit und Hornblende. Doch fehlt ihnen der Hypersthen. — Auch einer der Osann'schen Dacittypen des Cabo de Gata zeigt mehr Beziehungen zu diesem Trachyttypus. Auch hier fallen die grossen Sanidine auf.

Reine Hypersthentrachyte ohne Biotit und ohne Augit werden kurz von Aguilera und Ordoñez von dem Cerro de Tlamacas und dem Ventorrillo am Popocatepetl angegeben.

Der Arso-Typus stützt sich auf das Material des bekannten Flankenstromes des Epomeo auf Ischia vom Jahre 1302, auf gewisse Auvergner Trachyte (Gegend von Murat und Mont Dore) und solche von S. Miguel (Sete Cidades, Lagoa do Fogo, Povoação, Salto da Ribeirinha) und Fayal (Flamengos und Boden der Caldera). Die Azoren-Gesteine wurden von Hartung als Trachydolerite beschrieben, eine den Habitus recht gut bezeichnende Benennung. Sie spielen nach ihrem chemischen und mineralogischen Bestande, sowie nach ihrem Habitus deutlich in Basaltgesteine hinüber. Es sind ganz wesentlich Augit-Trachyte; Augit ist unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse das herrschende und reichliche Bisilikat. Die gelegentlich vorkommende Hornblende und der Biotit sind ganz accessorisch. Olivin tritt häufig auf, Eisenerze pflegen reichlich vorzukommen als alte Ausscheidungen und in feinster Vertheilung in der Grundmasse. Diese ist wesentlich trachytischer Natur, insofern die Feldspathmikrolithe die typische Leistenform haben, basaltischer Natur dagegen durch den hohen Augitgehalt. Hypersthen fehlt ganz. Die nicht selten reichliche Basis ist grau gefärbt und fein von Magnetit durchstäubt. — Hierher gehört vielleicht auch ein von Behrens beschriebener olivinhaltiger Trachyt vom Karanggoea in Westjava. — Eine vorzügliche vitroporphyrische Ausbildungsform dieses Typus liegt in dem bekannten sogenannten Obsidian aus den Tuffen des Rotaro in Ischia vor. — Charakteristisch für diesen Typus ist es, dass sich Olivin und Biotit offenbar meiden; wo der eine erscheint, fehlt der andere als accessorischer Gemengtheil.

Ebenso gehören vielleicht hierher Trachyte, welche Bucca von der Rocca Monfina beschreibt und deren Augit den Pleochroismus gewisser Phonolith-Augite besitzt und manche der Trachyte aus der Gegend von Viterbo, welche Verri und Klein geologisch und petrographisch studirten. Ich denke dabei besonders an die reichlichen Olivin führenden Abarten. Bucca betont ihre Übergänge in Andesite, während andererseits durch reichlichen Biotit eine Annäherung an den Drachenfels-Typus vorzukommen scheint.

Vielleicht darf man in dem Arso-Typus eine Effusivform des Gröba-Typus der Syenite sehen, doch sind die chemischen Charaktere dieses Syenit-Typus noch nicht hinreichend klar, um sicher zu urtheilen.

Als **Hyalotrachyte** und Trachytgläser sind hier einige wenige Gesteine zusammengefasst, deren Zugehörigkeit zu einem

bestimmten Typus nicht sicher feststeht. — Mügge beschreibt zwei Gruppen von der Insel S. Miguel; die eine durch hellgelbes bis dunkelbraunes Obsidianglas ausgezeichnet, tritt an der Westseite der Insel in der Nähe der Caldeira das Sete Cidades auf und bildet wesentlich den oberen Kraterrand, die andere durch reichliche sphärolithische, z. Th. auch mikrofelsitische Entwicklung der Grundmasse charakterisirte Gruppe findet sich in Stromform und als Auswürflinge im Thal von Povoação, im Val de Furnas und in der Lagoa do Fogo. Ein schlierenförmiger Wechsel von verschiedenfarbigem Gesteinsglase oder von compacten und bimssteinartig porösen, auch wohl von glasigen und mikrofelsitischen Strähnen erzeugt eine Art eutaxitischer Structur, welche äusserlich an die flammige Zeichnung des Piperno erinnert. Die spärlichen Einsprenglinge sind Sanidin, Biotit und Augit. Hervorgehoben zu werden verdient der Umstand, dass in den Trachytgläsern dem Biotit die Resorptionshöfe von Augit und Magnetit fehlen; die Erstarrung vollzog sich zu rasch. Es geht hieraus deutlich hervor, dass die Resorption des Biotit erst in der Effusionsperiode des Gesteins stattfand. Die Glasbasis ist meistens sehr reich an Feldspathmikrolithen, die sich oft trichitisch gabeln und ausfransen und zu Büscheln und echten Spärolithen mit optisch negativem Charakter der Fasern gruppiren. Diese Büschel und Sphärolithe heften sich besonders da, wo sie spärlich sind, gern an die Feldspathkrystalle. Zwischen die Strahlen der Büschel ist dunkles Glas, oft mit trichitischen und krystallitischen Ausscheidungen, oft auch ohne diese eingeklemmt. Dass das Glas in den Sphärolithen dunkler erscheint, als in der sphärolithfreien Gesteinsmasse, hat wohl wesentlich seinen Grund in der hier durch die Feldspathbildung bedingten Anreicherung des Pigments in dem rückständigen Glase. — Wenn das ganze Gestein sphärolithisch entwickelt ist, glaubt man, wie bei manchen Lipariten bei schwacher Vergrösserung ein allotriomorph-körniges Aggregat zu sehen. Wo nur spärliche Feldspathmikrolithenbildung statthatte, begegnet man öfter der Tafelform nach M bei denselben, und der Übereinanderlagerung solcher Täfelchen nach dem Karlsbader Gesetz. —,Sobald die Glasbasis einen mikrofelsitischen, schuppig-fasrigen Habitus annimmt, stellen sich neben den negativen Feldspathsphärolithen auch die positiven Mikrofelsitsphärokrystalle ein (oft mit hellgelbem Glassaum), die, abgesehen von der tieferen Farbe, sehr denen der liparischen Obsidiane ähneln. — Die geologisch mit diesen Trachyt-

obsidianen zusammengehörigen Bimssteine haben auffallenderweise wasserhell durchsichtiges Glas im Gegensatz zu dem gelben bis braunen der Obsidiane.

Einen Trachytpechstein mit dunkelbraunem Glase beschreibt Bucca vom Monte Cerchiara im Gebiet von Bracciano. Derselbe zeigt nach der Beschreibung grosse Verwandtschaft mit den Trachytobsidianen von S. Miguel.

G. H. Williams beschreibt einen Hyalotrachyt von der Insel Fernando de Noronha und Bergeat Trachytpechsteine von Uspantan und Chixoy in der Sierra Madre von Guatemala.

Mit welchem Rechte die allenthalben nur als lose Auswurfsmassen oder als Einschlüsse in Laven, und zwar auffallenderweise gern in basischeren, wenn auch stets trachytischen Laven auftretenden, durch ihre miarolitisch-körnige Structur und ihren Reichthum an mannichfachen Drusenmineralien ausgezeichneten **Sanidinite** zu den Trachyten gestellt werden, ist schwer zu sagen. Dieselben besitzen, soweit ich sie kennen lernte, nirgends die Structur der effusiven, sondern ganz entschieden das normale, durch dynamische Vorgänge nicht veränderte, Gefüge von Tiefengesteinen. Danach kann man sie entweder für fremde, aus der Tiefe mit emporgerissene Fragmente von Tiefengesteinen, oder für alte intratellurische Bildungen effusiver Magmen ansehen. Beide Annahmen sind nicht auf einfache Weise mit dem Mineralbestande derselben, der einerseits ein sehr schwankender, andererseits wegen des fast allenthalben nachgewiesenen Gehalts an einem Skapolithmineral (das erinnert an die Elaeolithsyenite von Ontario, S. 187) ein ungewöhnlicher ist, in Einklang zu bringen. Wenn sie alte Ausscheidungen aus dem Eruptivmagma wären, sollten sie basischer sein als dieses. Das Umgekehrte ist der Fall. Der häufige Gehalt an Sodalith oder Nosean weist mehr auf phonolithische, als trachytische Magmen hin. — Der Reichthum an Drusenmineralien seltener Art deutet auf gewaltige Einwirkungen von agents minéralisateurs. Ich möchte noch hervorheben, dass die Sanidinite des Laacher Sees mit dem Laacher See-Trachyt nahe verbunden sind*, von diesem

* Auch Bruhns erklärte die Sanidinite des Laacher Sees und die sog. Laacher See-Trachyte als Glieder einer Reihe, die zumal durch gleichen Mineralgehalt bei allem Wechsel in den relativen Mengen und durch den oft nicht unbeträchtlichen Eintritt von Glasbasis in die Sanidinite verbunden sind. — Man

oft eingehüllt werden, dass ich vom Arso-Strom Stücke abschlug, welche Sanidinit ähnlich dem des Laacher Sees einhüllten. Die chemische Zusammensetzung des Laacher See-Trachyts ist ziemlich verwandt derjenigen des Arso-Stromes. Auf S. Miguel treten die den Laacher Sanidiniten überaus ähnlichen Sanidinite als lose Auswürflinge des Ausbruchs vom Jahre 1563 in der Lagoa do Fogo ebenfalls mit Trachyten vom Arso-Typus zusammen auf.

Über Einschlüsse fremder Gesteine in den Trachyten und die von denselben erlittenen Veränderungen berichten Dannenberg und K. Vogelsang bezüglich des Siebengebirges, Tenne für Aden und ganz besonders Lacroix in grosser Ausführlichkeit und Vollständigkeit. Ohne über die Ergebnisse dieser fleissigen Untersuchungen hier berichten zu können, sei nur hervorgehoben, dass die Ursache für die starken Metamorphosen, welche Fragmente der krystallinen Schiefer und in der Tiefe anstehende Massen erlitten haben, gegenüber den geringfügigen Veränderungen oberflächlicher Massen wohl wesentlich in dem Ort zu suchen ist, an welchem die Fragmente eingeschlossen wurden und in den an den Ort geknüpften chemischen und physikalischen Verhältnissen.

Die Tuffe der Trachyte

sind bisher nur wenig Gegenstand eingehender mikroskopischer Untersuchungen gewesen. Von den zu Häupten dieses Abschnitts citirten Arbeiten enthalten diejenigen von Angelbis, Brauns, Gümbel und Sandberger Mittheilungen über Bimssteinsande und Tuffe, welche mit den Westerwälder Trachyten in Beziehung stehen*, Doelter beschreibt kurz Trachyttuffe vom Monte Ferru auf Sardinien, v. Drasche solche von Luzon, J. Roth solche der phlegräischen Felder.

Eine genauere Untersuchung hat der zwischen blauer und

---

könnte auf die Vermuthung kommen, dass die Sanidinite die obere Kruste von Lavamassen waren, die während der Pausen der vulkanischen Thätigkeit krystallisirten, während aus der Tiefe die Vulkangase und Wasserdämpfe sie durchweichten. Das würde Manches, aber allerdings auch nicht Alles erklären.

* Auch die Tuffe des Brohlthals sind Trachyttuffe. — Nach Fr. Roth (L. J. 1892. II. -418-) sind auch die Bimssteintuffe der Gegend von Giessen Trachyttuffe, die mit dem Trachyt des Laacher See-Gebiets in Beziehung gestellt werden.

gelblichgrauer Farbe schwankende Tuff Campaniens, der durch das Vorkommen von Fluorit und andern fluorhaltigen Substanzen, die Scacchi entdeckte, auch den Mineralogen interessirt, durch Deecke erfahren. Im Korn ähnelt er einem mittleren Sande; die Grundmasse besteht ausnahmslos aus einem farblosen oder schwach gelblichen Glase mit einer Unzahl winziger gelbgrünlicher Augitmikrolithen und etwas opakem Erz. Das Glas ist oft trübe und zersetzt und nicht mehr sicher erkennbar. Eingebettet in dieser Masse liegen Krystalle und Bruchstücke von Sanidin, Augit und Biotit; der Sanidin herrscht sehr stark vor und wird nur spärlich von zwillingslamellirtem Feldspath begleitet. Er ist voll von Gas- und Glaseinschlüssen, während der Augit einschlussfrei ist. Auch etwas Magnetit und Eisenglimmer zeigt sich in dem Tuff. — Als Einschlüsse in diesem Tuff treten auf: 1) bimssteinartige Schlacken, grauschwarz in Braun übergehend. Sie bestehen aus Fäden und rauhen Strängen eines braun durchsichtigen Glases, die oberflächlich mit secundären Feldspathgruppen überzogen sind; — 2) Augittrachytbimsstein von ganz der gleichen Zusammensetzung und Structur, wie die Schlacken; — 3) Trachytfragmente. — Charakteristisch sind hohle Geoden, in denen ein gelbes Pulver aus Sanidinfragmenten, Tuffstückchen und Flussspath liegt. — Endlich enthalten die Tuffe, zumal in der Nähe des Anstehenden Bruchstücke von Apennin-Kalk, die Scacchi für Auswürflinge, Johnston-Lavis und Deecke für eingeschwemmt halten, und eckige, kleine Brocken eines gelbbraunen, aus Quarz und einem löslichen Eisensilikat zusammengesetzten Gesteins, welches Deecke mit dem gebrannten gelben Tuff der phlegräischen Felder identificirt, wie man ihn am Monte Nuovo, Monte Spina u. s. w. findet. Diese Brocken sind von einem äusserst feinen Häutchen eines unbestimmbaren Minerals in wasserklaren winzigen Blättchen überzogen. Sie könnten von miocänen oder pliocänen Sandsteinen stammen und sind sicher nicht eingeschwemmt, sondern Auswürflinge. Die Geoden werden als Lapilli-Auswürflinge gedeutet, die von innen heraus durch die eingeschlossenen Gase (darunter HFl) bis auf eine dünne Schale zerfressen wurden. — Der Hauptsache nach liegt in dem grauen Tuff Campaniens also der Tuff eines Augittrachyts vor.

III. B. 2. Die Familie der quarzfreien Porphyre.

Literatur.

H. Bäckström, Über den Rhombenporphyr aus dem Brumunthale in Norwegen. Bihang till K. Svenska Vet.-Akad. Handlingar. 1888. XIV. Afd. II. No. 3.

F. Beyschlag, Geognostische Skizze der Umgegend von Crock im Thüringer Wald. Halle 1882. Zeitschr. f. d. ges. Nat. LV. 34—37.

W. C. Brögger, Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. Kristiania 1882.

— Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesund-Skien. Nyt Magazin for Naturvid. XXVIII. 1884. 253—419.

— Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Leipzig 1890.

Corn. Doelter, Aus dem siebenbürgischen Erzgebirge. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1874. XXIV. 21.

H. von Foullon, Über die Eruptivgesteine Montenegros. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 102.

P. Alex. Friedrich, Das Rothliegende und die basischen Eruptivgesteine der Umgebung des grossen Tafelberges. Halle 1878.

H. Grebe, Erläuterungen zu Blatt Wahlen und Lebach der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten.

H. Grebe, A. Leppla und F. Rolle, Erläuterungen zu Blatt Nohfelden, Birkenfeld und Freisen der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1894.

Fr. H. Hatch, Memoir on sheets 188 and 139 of the Map of the Geological Survey of Ireland. 1888.

— On the lower carboniferous volcanic rocks of East Lothian. Trans. Roy. Acad. Edinb. 1892. XXXVII. 115.

Joh. Heinemann, Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel 1879.

A. W. Howitt, The rocks of Noyang. Transact. Roy. Soc. Victoria. May 1883. Melbourne.

— Notes on certain plutonic and metamorphic rocks at Omeo. Rep. and Stat. Min. Dep. for quarter ended 31 March 1890. Melbourne. 32.

Th. Kjerulf, Beskrivelse af en raekke norske bergarter. Kristiania 1892.

A. de Lapparent, Note sur les roches éruptives de l'île de Jersey. Ann. Soc. scient. Bruxelles 1892. XVI. 2. partie.

A. von Lasaulx, Über die Eruptivgesteine des Vicentinischen. Z. D. G. G. 1873. XXV.

L. de Launay, Note sur les porphyrites de l'Allier. Bull. Soc. géol. Fr. 1887. (3.) XVI. 84.

— Note sur le terrain anthracifère du Puy de Dôme. Bull. Soc. géol. Fr. 1888. (3.) XVI. 1077.

Th. Liebisch, Die in Form von Diluvialgeschieben in Schlesien vorkommenden massigen nordischen Gesteine. Breslau 1874.

— Mineralogisch-petrographische Mittheilungen aus dem Berliner Mineralogischen Museum. III. Über einige Syenitporphyre des südlichen Norwegens. Z. D. G. G. 1877. XXIX. 721.

K. A. Lossen, Über das Auftreten metamorphischer Gesteine in den alten palaeozoischen Gebirgskernen von den Ardennen bis zum Altvatergebirge und über den Zusammenhang dieses Auftretens mit der Faltenverbiegung (Torsion). Sitzungsber. d. Ver. naturf. Freunde in Berlin. 1885. 78.

— Über Keratophyr. Z. D. G. G. 1881. XXXII. 175. 1882. XXIV. 199 u. 455.

— Über metamorphosirte Eruptiv-, bezw. Tuff-Gesteine vom Schmalenberg bei Harzburg. Sitzungsber. d. Ges. naturf. Freunde zu Berlin 20. Jan. 1880. No. 1. 1—8.

— Über Porphyroide unter besonderer Berücksichtigung der sogenannten Flaserporphyre in Westphalen und Nassau. Ibidem. 1883. No. 9. 154—178.

— Über die Lagerungsverhältnisse im O. und NO. des Ober- und Mitteldevonischen Elbingeroder Muldensystems und der daselbst auftretenden Eruptivgesteine. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1884. XXI—XL. Berlin 1885.

— Die Eruptivgesteine auf Blatt Lebach und Wahlen der geolog. Specialkarte von Preussen. 1889.

H. B. Mehner, Die Porphyre und Grünsteine des Lenne-Gebietes in Westphalen. T. M. M. 1877. 127—178.

A. Michel-Lévy, Note sur les porphyrites micacées du Morvan. Bull. soc. géol. Fr. (3.) VII. 1881. No. 11.

H. Möhl, Die Eruptivgesteine Norwegens. Nyt Magazin for Naturvidensk. XXIII. Kristiania 1877.

O. Mügge, Feldspath aus dem Rhombenporphyr von Christiania. L. J. 1885. II. 107.

A. Osann, Report on the rocks of Trans-Pecos Texas. Geol. Survey of Texas. 4th Annual Rep. 123. Austin 1893.

A. Rosiwal, Zur Kenntniss der krystallinischen Gesteine des centralen Balkan. Denkschr. W. A. W. 1890. LVII. 265.

— Petrographische Notizen über Eruptivgesteine aus dem Tejřovicer Cambrium. Verhdl. k. k. geol. R. 1894. 325.

J. L. C. Schroeder van der Kolk, Note sur une étude du diluvium faite dans la région de Markelo, près de Zutphen. Bull. Soc. belge de géol. etc. Bruxelles 1893. VI. Mém. 73.

P. Termier, Note sur trois roches éruptives interstratifiées dans le terrain houiller du Gard. Bull. Soc. géol. Fr. 1888. (3.) XVI. 617.

— Le Massif des Grandes Rousses (Dauphiné et Savoie). Bull. des serv. d. l. carte géol. de la France. No. 40. 1894.

A. E. Törnebohm, Rhombporphyren ved Kristiania. G. F. i Stockholm Förhandl. 1875. II. No. 23. 322.

Fr. Toula, Zur Kenntniss der krystallinischen Gesteine des centralen Balkan. L. J. 1890. I. 265.

Gust. Tschermak, Felsarten aus dem Caucasus. T. M. M. 1885. III.

K. Vrbá, Beiträge zur Kenntniss der Gesteine Süd-Grönlands. S. W. A. 1874. LXIX.

E. Weiss, Petrographische Beiträge aus dem nördlichen Thüringer Walde. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1883. 213—237. Berlin 1884.

A. Wichmann, Ein Beitrag zur Petrographie des Viti-Archipels. T. M. P. M. 1882. V. 1—60.

Mineralogische Zusammensetzung und Structur der quarzfreien Porphyre.

Die quarzfreien Porphyre stehen zu den Syeniten und Trachyten in einem ähnlichen Verhältniss, wie die Quarzporphyre zu den Graniten und Lipariten; sie sind die palaeovulkanischen Ergussformen der Syenite und die Vorläufer der Trachyte.

Die Bezeichnung quarzfrei verdienen sie nur, wenn man die Einsprenglinge allein berücksichtigt. Die Grundmasse mancher dieser Gesteine enthält Quarz. Auch unter den Einsprenglingen tritt der Quarz gelegentlich in geringer Menge auf, besonders dann, wenn der Alkaligehalt dieser Gesteine kein sehr hoher ist. Man kann danach die quarzfreien Porphyre als palaeovulkanische, durch herrschenden Alkalifeldspath charakterisirte, und durch das Zurücktreten des Quarzes von den Quarzporphyren geschiedene Ergussgesteine von porphyrischer Structur definiren. Die Grenze gegen die Quarzporphyre ist somit eine wenig scharfe. — In manchen Repräsentanten dieser Gruppe, zumal in dem verhältnissmässig kalkreichen Typus spielen Kalknatronfeldspathe eine bedeutende Rolle und bedingen Übergänge in die Porphyritfamilie.

Die quarzfreien Porphyre bilden eine artenreiche Gruppe. Trotz des in grossen Zügen sehr gleichmässigen mineralogischen Bestandes und allenthalben sehr ähnlicher Structur ist der durch Farbe der Grundmasse, Farbe, Krystallform und Menge der Feldspatheinsprenglinge, Vorhandensein oder Fehlen weiterer älterer Ausscheidungen bedingte Habitus ein überaus verschiedener. Man kann als allgemein gültige Charaktere für diese Familie betonen: die entschiedene Herrschaft der Feldspathe und das starke Zurücktreten der farbigen Gemengtheile unter den Einsprenglingen, die fast stets holokrystalline Structur und den ganz vorwiegend feldspathigen Bestand der Grundmasse, die leichte Zersetzbarkeit der farbigen Gemengtheile, die Häufigkeit der Carbonate und des Chlo-

rits als secundärer Producte, den Mangel sphärolithischer Gebilde in der Grundmasse.

Die normalen Typen der quarzfreien Porphyre, wie sie als Gänge und Decken z. B. im thüringischen Carbon und Rothliegenden auftreten und mit allerdings geringem Detail von Beyschlag und Friedrich, gelegentlich auch von Weiss beschrieben wurden, scheinen sehr einfach aufgebaute Gesteine zu sein. Sie mögen **Orthophyre** genannt und können in Biotit-, Amphibol- und Augitorthophyre geschieden werden. Unter den Feldspatheinsprenglingen herrscht ein solcher ohne Zwillingsstreifung, welcher dieselben Formen und Umwandlungsvorgänge wahrnehmen lässt, wie derjenige der Quarzporphyre. Trotzdem dürfte dieser Feldspath vielfach kein normaler Orthoklas sein; das geht aus den Angaben von Beyschlag über den Winkel $a : a = 10^0\,30'$ auf M bei den Orthoklasen des quarzfreien Porphyrs von Crock, aus einer Analyse des Orthoklas in einem Vorkommen vom Inselberg (mit 4 % CaO) deutlich hervor. — Neben dem Orthoklas tritt ein gestreifter Feldspath unter den Einsprenglingen bald recht reichlich auf (Umgebung des Grossen Inselberges), bald fehlt er bis auf geringe Spuren, oder anscheinend gänzlich. Perthitische Verwachsungen dieser zwei Feldspathe werden einmal von Weiss erwähnt. — Von farbigen Gemengtheilen erscheint unter den Einsprenglingen Biotit nach Beyschlag in den Gesteinen der Umgebung von Crock (Gang von Crock, Decke von Merbelsrod), Augit nach Friedrich in den quarzfreien Porphyren der Umgebung des Grossen Inselbergs, während Weiss das Fehlen des Glimmers und der Bisilikate in den spärlich Quarzeinsprenglinge führenden Vorkommnissen der Gegend von Friedrichsroda im nördlichen Thüringer Walde betont (Gabel, Abtsberg, Übelberg, Röthelgehäu bei Tabarz). Das Fehlen der Bisilikate und des Biotits hebt auch Wichmann von verwandten Gesteinen des Viti-Archipels hervor. Nach Friedrich scheint hie und da Olivin als accessorischer Einsprengling vorzukommen. — Apatit und Eisenerze erweisen sich als sehr alte Ausscheidungen, soweit letztere (Limonit und Eisenglanz) nicht secundär gebildet wurden. — Zirkon kommt spärlich in verwandten Vogesen-Gesteinen vor.

Die Grundmassen sind mit ganz seltenen Ausnahmen (Gabel nach Weiss, wo eine farblose Basis spärlich erkennbar ist) holokrystallin und bestehen fast ganz aus Feldspathmikrolithen von kurz leistenförmiger bis rectangulärer Gestalt ohne Zwillingsstreifung oder seltener in Zweihälftern. Die Interstitien der Feldspathe sind

von Quarz erfüllt. Gelegentlich trifft man sternförmige Gruppirung dieser Feldspathleistchen, die bis zur Ausbildung von Feldspathsphärolithen fortschreiten kann. Sonst ist es für die Grundmassen der quarzfreien Porphyre geradezu charakteristisch, dass die mannichfachen sphärolithischen Gebilde der Quarzporphyrgrundmassen hier ebenso vollständig fehlen, wie jede Andeutung einer mikrofelsitischen Substanz. Das ist offenbar eine Folge der zu geringen Aciditāt dieser Grundmassen. In denselben sind erdige staubförmige Massen von Limonit oder Chlorit, aus welchem der Limonit zumeist entstanden sein dürfte, fein vertheilt und bedingen röthlichbraune oder grünliche Farben; dunkle Färbung scheint von fein vertheiltem Magnetit herzurühren. Auch Carbonate sind gewöhnlich in feiner Vertheilung oder (mit Quarz und Limonit vergesellschaftet) in Pseudomorphosen nach Bisilikaten vorhanden. — Fluidale Structurformen sind sehr verbreitet und finden ihren Ausdruck in stromartiger Anordnung der Feldspathmikrolithe um die Einsprenglinge oder um Mandelräume, welche gern mit Chlorit oder Delessit und Calcit, seltener mit Quarz oder Chalcedon erfüllt sind. — Von accessorischen Gemengtheilen ist nur Pyrit zu erwähnen.

Grebe giebt einen, nach den mitgetheilten Analysen recht typischen, Augitorthophyr als Glied des Grenzlagers von Audeborn und am Geschberge auf Blatt Wahlen des Saar-Nahe-Gebiets an.

Sehr ähnlich sind Gesteine, welche anscheinend lagerförmig in dem südvogesischen Culm, wohl auch im Devon, z. Th. in naher Verbindung mit Labradorporphyriten vorkommen, wie ja auch die thüringischen Repräsentanten mit Augitporphyriten und sog. Melaphyren zusammenliegen. Die Umgebung von Lure, Vescemont und Giromagny liefert Beispiele. Hervorzuheben ist bei diesen, z. Th. zu Elie de Beaumont's porphyres bruns gehörigen Gesteinen die reichliche Anwesenheit von Plagioklas unter den Einsprenglingen. Ob ursprünglich Amphibol oder Augit Einsprenglinge bildete, ist nur sehr selten aus den chloritischen Pseudomorphosen mit Sicherheit erkennbar; doch dürfte beides vorkommen. Die Häufigkeit von Kalknatronfeldspathen mag theilweise die sehr verbreitete Epidotbildung in diesen Gesteinen erklären.

Termier beschreibt eine Orthophyr-Decke (wahrscheinlich Augit-Orthophyr) aus der Kohle von Bouziges, Dép. Gard. — de Launay verzeichnet Ströme von Hornblende-Orthophyr aus dem Culm zwischen Blot und Châteauneuf im Puy de Dôme, z. Th. auch Biotit und Pyroxen führend und von gleich zusammengesetzten Tuffen begleitet.

Nach Michel-Lévy treten quarzfreie Porphyre (er nennt sie Orthophyre) am nördlichen Rande des Beckens von Autun im Morvan und bei Littry (La-Manche) in Kuppen und Decken auf, welche den Habitus der Lamprophyre besitzen, also statt der herrschenden Feldspatheinsprenglinge solche von Biotit und Augit enthalten. Der Augit ist zu einem Gemenge von Chalcedon und Eisenerzen, seltener zu Calcit und Serpentin umgewandelt. Es kommen olivinhaltige Arten vor.

P. Termier beschreibt Ergussgesteine aus dem Carbon des Massivs der Grandes Rousses an der Grenze von Dauphiné und Savoyen in mehreren Abarten als Orthophyre. Als Einschluss in Tuffen und jüngeren Ergüssen, anstehend am Berge Croix de Cassini und zwischen der Balme und dem Gletscher von St. Sorlin findet sich eine wesentlich aus Feldspathmikrolithen bestehende Varietät mit Einsprenglingen von Orthoklas, Anorthoklas und Oligoklas. — Eine andere Varietät zeigt eine zwischen mikrofelsitisch und mikrogranitisch stehende Structur der Grundmasse mit Einsprenglingen von Oligoklas und Anorthoklas, wenig Orthoklas, viel Biotit und vereinzeltem Augit. Die Grundmasse besteht aus Orthoklas und Quarz. — Ein dritter Typus ist quarzreicher und hat mikrogranitische Grundmasse, während die Einsprenglinge nur aus den genannten Feldspathen bestehen. Der zweite Typus herrscht in der Gegend des Château Noir, bei Freney und am Gletscher von St. Sorlin; der dritte durch Übergänge mit diesem verknüpfte herrscht am Col de la Croix de Fer.

Nach einer bemerkenswerthen Arbeit von Hatch bestehen die höheren Theile der untercarbonischen Ergüsse in East Lothian aus quarzfreien Porphyren, welche ganz den Habitus der Trachyte besitzen. Die Einsprenglinge sind glasiger Sanidin in einzelnen Individuen und in hypidiomorph-körnigen Gruppen, nebst spärlichem Augit. Die Grundmasse ist glasfrei und vollkommen trachytoide und besteht aus Sanidinleistchen in fluidaler Anordnung mit Körnern desselben Minerals und grünem Augit in Kryställchen und Körnern. Erze sind spärlich; ebenso Carbonate und diese anscheinend in Pseudomorphosen nach Augit. Das Verbreitungsgebiet dieser Ergussgesteine liegt in den Carlton Hills bei Edinburgh. — Die Kuppen, welche als Ausbruchspunkte dienten, bestehen z. Th. ebenfalls aus trachytischem quarzfreiem Porphyr (North Berwick Law und Bass Rock), theils aus trachytoidem Phonolith (Traprain, Law).

Foullon beschreibt quarzfreie Porphyre vom Orthophyrtypus

aus Werfener Schichten der Gegend von Virpazar in Montenegro, deren Feldspathe glasigen Habitus und zonare Structur besitzen, auch Glaseinschlüsse führen, welche in den derben Feldspathen der meisten oben genannten Localitäten nicht beobachtet wurden. Als Bisilikat war Augit vorhanden, doch ist derselbe zu Calcit zersetzt, der von Eisenerzkörnchen umrandet wird. Die Grundmasse besteht aus Feldspathleistchen in einer wenig globulitisch gekörnelten Glasbasis. — Rosiwal beschreibt Orthophyr aus dem centralen Balkan.

Vielleicht gehört auch hierher ein von v. Lasaulx beschriebener quarzfreier Porphyr von Pieve im Vicentinischen; der farbige Gemengtheil ist Biotit, die Orthoklaseinsprenglinge bilden Zwillinge nach oP, die Grundmasse ist holokrystallin, enthält aber amorphe Kieselsäure, welche durch Alkalicarbonat ausgezogen werden konnte.

Zum Orthophyr gehören auch nach den mir vorliegenden Proben (vergl. Becke, L. J. 1889. II. -303-) die vieldiscutirten Eruptivmassen von Zalas, unfern Krzeszowice im District Krakau. Dagegen ist das Gestein von Mienkinia bei Krakau ein Quarzglimmerhypersthenporphyrit. Ich verdanke die Proben der Freundlichkeit Becke's.

In Gangform treten porphyrische Gesteine mit geringem Quarzgehalt in der holokrystallinen Grundmasse bei Piperviksbakken, Oslo am Ekeberg, Enerhougen u. a. O. der Umgebung von Christiania auf. Sie enthalten neben Orthoklas einen gestreiften Feldspath in der Grundmasse und unter den Einsprenglingen. Der farbige Gemengtheil ist Glimmer.

Die von Howitt beschriebenen Gänge von Orthophyr vom Frenchman's Hill mit granophyrischer Structur gehören wohl besser zu den Syenitporphyren (S. 429).

Die beschriebenen Typen der quarzfreien Porphyre entsprechen mit ihrer theils orthophyrischen, theils trachytischen Structur genau dem Drachenfels-Typus und z. Th. dem Ponza-Typus (Carlton Hills) der Trachyte und sind ebenso wie diese die Ergussform der granitodioritischen Syenitmagmen und der Grenzglieder gegen die alkalisyenitischen Magmen.

Einen zweiten Typus der quarzfreien Porphyre stellen die **Rhombenporphyre** des südlichen Norwegens zwischen Christiania und Langesundfjord dar, welche theils deckenförmig, theils gangförmig auftreten. Zu den deckenartigen Vorkommen gehören die in den Sammlungen viel verbreiteten Fundorte Skoumsaas, Ström-

stad, Bärum, Tönsberg, Ringeriket, Holmstrand (Kjerulf's Feldspathporphyre z. Th.) und Brögger's Närsnäsporphyr von Röken; gangförmig sind die Gesteine von Tyveholmen, Lille Frogner, Vettakollen, Kverner am Ekeberg, Inseln des Bundefjord und von mehreren Orten in Röken und Asker. Das Charakteristische dieser Rhombenporphyre liegt in der Form und chemischen Constitution der Feldspatheinsprenglinge, in dem anscheinend absoluten Mangel primären Quarzes in der Grundmasse und in der Seltenheit der Hornblende unter den farbigen Gemengtheilen. Sie sind offenbar die Ergussformen der Augitsyenite vom Laurvikittypus.

Die Feldspatheinsprenglinge werden von T, l, y meistens im Gleichgewicht begrenzt und bilden einfache Krystalle und Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz, bei denen jedoch die Individuen mit (100) verwachsen sind, sobald die Verwachsungsebene überhaupt eine krystallographische Fläche ist. Dadurch sind die Durchschnitte nach den Spaltflächen in den Handstücken gleichschenklige Dreiecke oder spitze Rhomben nach (001), spitze Rhomben nach (010). Selten tritt M herrschend, T und l untergeordnet auf: dann sind die Spaltflächen nach P Rechtecke begrenzt von M und y, deren Ecken schmal abgestumpft werden von T und l. Sehr charakteristisch ist es, dass der Winkel T : l nicht, wie zu erwarten, 118° 47′ ist, sondern unter oft bedeutender Rundung der Flächen stets grösser bis zu 135°. Mügge bemerkt, dass der oft beobachtete Winkel 133° auf ein Prisma (950) hinweist; Brögger sieht in der bis zu Kaulquappenform gehenden Deformation der Durchschnitte, welche besonders an den Salbändern gewisser Gänge sich findet, eine Folge der Krystallisation während des Fliessens des Eruptivmagmas. Dass hier eine chemische Deformation vorliegt, scheint kaum bezweifelt werden zu können; der Mangel eines Triturationsmantels verbietet wohl an eine durch Gebirgsdruck bedingte Kataklase zu denken, obgleich sonst wohl Spuren einer solchen im Gestein vorhanden sind. Ihren Winkelverhältnissen nach gehören diese Feldspathe zu den Anorthoklasen; P : M ist sehr nahezu 90°, P : P′ in den Karlsbader Zwillingen fand Mügge an den Krystallen von Tyveholmen 126° 33′, von Lille Frogner 128° 20′, also nahezu wie bei Orthoklas, die beiden M-Flächen solcher Zwillinge spiegeln nahezu ein, jedenfalls weicht der Winkel M : k nur um Geringes von 90° ab. — Das specifische Gewicht ist wegen der starken und constanten Durchwachsung mit Augit, Olivin und Magnetit nicht mit Sicherheit festzustellen. — Schnitte nach P zeigen bald keinerlei

Zwillingslamellirung, ihre Auslöschungsrichtung fällt dann anscheinend genau mit den Spaltrissen nach M zusammen oder weicht doch nur sehr wenig (1^0—2^0) davon ab; — bald sind über die ganze Fläche oder über einzelne Theile derselben sehr schmale Zwillingslamellen vorhanden und man kann dann eine sehr geringe Auslöschungsschiefe von 1^0—2^0 sicher constatiren. Dabei liegen die polysynthetischen Theile auf der Fläche P bald central, wo die oben genannten Einschlüsse sich häufen, bald peripherisch, wo die Krystallsubstanz sehr rein ist, bald sind polysynthetische und nicht lamellirte Felder sehr regellos verwoben; fast immer aber ist die Abgrenzung der einfachen und polysynthetischen Flächentheile gegen einander eine sehr verwaschene. Nur wo ungestreifte Feldspathsubstanz einen gestreiften Kern umhüllt, ist die Grenze bisweilen recht deutlich. Man findet auch wohl, dass die gestreiften und ungestreiften Flächentheile sich durch verschiedenen Grad von Durchsichtigkeit unterscheiden. — Schnitte nach M haben keine Zwillingslamellen; die Auslöschungsrichtung auf denselben liegt sehr nahezu parallel der Kante P : M. Die Schiefe gegen diese Kante wurde von Liebisch im Minimum = 0^0 (Riis), im Maximum zu 1^0—2^0 (Tyveholmen), von Mügge im Minimum = 0^0, im Maximum = 3^0, von Brögger im Maximum zu $6^0\,30'$ gefunden. — Schnitte senkrecht zu P und M wurden zuerst von Mügge, dann auch von Brögger studirt. Auch hier wechseln gestreifte und ungestreifte Theile ohne scharfe Grenze miteinander ab. Doch sind bei dieser Schnittlage immer Zwillingsstreifen erkennbar, auch wenn sie den Schnitten nach P fehlen. Die Streifen sind auch hier sehr schmal und erschweren dadurch die Messung der Auslöschungsschiefe gegen die Kante k : M. Diese ist oft in einem und demselben Schliffe verschieden gross. Mügge maass 5^0—18^0 und hält die am häufigsten constatirte Schiefe von 14^0—$14\frac{1}{2}^0$ für die normale; Brögger fand sie schwankend zwischen wenigen bis zu $22\frac{1}{2}^0$. Auch mikroklinartig-gitterförmige Streifung von äusserster Zartheit wurde von beiden Forschern übereinstimmend in solchen Schnitten constatirt. Mügge leitete aus seinen Beobachtungen und chemischen Bestimmungen die Oligoklasnatur dieser Feldspathe ab, Brögger bestimmte ihn als Natronmikroklin. — Die chemische Zusammensetzung scheint weder in dem Verhältniss von Kali und Natron, noch in der Kalkmenge eine ganz constante zu sein; jedenfalls gehören aber diese Feldspathe zu den Anorthoklasen, wenn sie nicht sehr innige Gemenge mehrerer Feldspatharten darstellen.

Die Grundmasse der Rhombenporphyre ist im Allgemeinen holokrystallin mit einer nach den Grenzflächen der Gesteine hin oft stark abnehmenden Korngrösse. Dieselbe besteht zum weitaus grössten Theile aus kurzen und breiten Feldspathleisten, etwa doppelt, selten dreimal so lang als breit. Mit abnehmender Korngrösse der Grundmasse werden die Feldspathleisten oft schmäler und länger. Die Grundmasse-Feldspathe sind mehr oder weniger vollkommen idiomorph, aber ihre Umrisse lassen eine Begrenzung analog derjenigen der Einsprenglinge nicht annehmen; sie müssen vielmehr P und M als herrschende Begrenzungselemente besitzen. Die weitaus meisten derselben zeigen keine Zwillingslamellirung; wo diese vorhanden ist, sind die Lamellen schmal, die Auslöschungsschiefen gering. Das letztere gilt auch für die ungestreiften Durchschnitte, die entweder genau parallel ihrer Längsrichtung oder nur wenig schief gegen diese zwischen gekreuzten Nicols dunkel werden. Mikroklinartige Gitterstreifung ist recht selten. Eine auf mikroperthitische Verwachsung deutende Querstreifung, senkrecht zur Kante P : M wurde mehrfach wahrgenommen, besonders in dem Gestein von Riis. — Regellose Wechsel gestreifter und ungestreifter Partien in demselben Individuum wurden oft beobachtet. Sehr oft begegnet man undulöser oder in wenig scharf abgegrenzten Flecken verschiedener Auslöschung (Hof Riis und Lille Frogner), welche bis zu deutlichen Phänomenen mechanischer Kataklase sich steigern kann. Die Grundmasse-Feldspathe besitzen nicht die Interpositionen von Augit, Olivin, Apatit und Eisenerz, welche die Einsprenglinge erfüllen. Sie sind oft frischer als jene; beide liefern blättrige, farblose oder hellgrünliche Zersetzungsproducte, die ich eher für Glimmer, als für Kaolin halten möchte.

In meistens nur recht untergeordneter Quantität enthält die Grundmasse Augit in Körnern oder in wenig deutlicher Krystallbegrenzung, von bräunlicher bis rosarother, sehr selten grünlicher Farbe, und dunkelbraunen Biotit mit idiomorpher, öfter als mit allotriomorpher, Begrenzung. Es scheint ein Alkaliaugit zu sein, wenn die bei der mangelhaften Begrenzung nicht ganz sichere Bestimmung zutrifft, dass der Prismenaxe zunächst die Axe grösster Elasticität liegt. In einzelnen Vorkommnissen wurde eine partielle Umwachsung oder Verwachsung mit grünem Aegirinaugit und Biotit, auch mit Fetzen einer Katophorit-ähnlichen Hornblende beobachtet. — Der Augit scheint sehr leicht zu verwittern und ist bald in Chlorit oder Serpentin mit Carbonaten, bald in Eisenerze und Quarz

umgewandelt. Ihm dürfte vorwiegend der allgemein verbreitete Gehalt an Calcithäutchen und Körnern entstammen, der die Grundmasse durchspickt. — Der Biotit, welcher hie und da den Augit überwuchert, wird in Chlorit umgewandelt. — Olivin oder seine Pseudomorphosen (Serpentin) bildet theils wohl begrenzte Krystalle, theils rundliche Körner; im frischen Zustande ist er deutlich grün gefärbt; er fehlt manchen Präparaten ganz. — Die Eisenerze scheinen nach den oft zu beobachtenden Leukoxen-Rändern titanhaltig zu sein. — Apatit in sicher bestimmbaren dickeren Säulchen ist recht reichlich vorhanden. Ausserdem ist die Grundmasse mit zahllosen langen und schmalen Nadeln durchwoben, die sich nicht sicher bestimmen lassen. Dieselben dürften kaum mit Recht alle zum Apatit gerechnet werden. — Accessorische Gemengtheile fehlen, wenn man vom Olivin absieht.

Die Structur der Grundmasse, in welcher oft eine deutlich fluidale Anordnung der Feldspathleisten wahrnehmbar ist, klingt bisweilen an diejenige sehr augitarmer Diabase an; umsomehr so, je länger leistenförmig die Feldspathe sind. Bei kurz-rectangulärer Ausbildung dieser nähert sich die Structur derjenigen mancher glimmerarmer syenitischer Lamprophyre. An den sehr dichten Salbändern des Ganges von Lille Frogner wird die Structur vollendet trachytisch, wenn man von dem höheren Gehalt an Augitkörnern und Biotitblättchen absieht; die letzteren häufen sich nach der Ganggrenze hin entschieden, während der Augit zurücktritt. Ich möchte glauben, dass die vollständig dichten und etwas matt pechsteinartig schimmernden Salbänder des Ganges ursprünglich glasführend waren. Im heutigen Zustand ist keinerlei Basis nachweisbar. — Amorph erstarrte Reste des Gesteinsmagmas wurden nirgends beobachtet. Doch finden sich, um so besser erkennbar, je dünner die Präparate sind, in den eckigen, sehr kleinen Zwischenräumen der Grundmasse-Feldspathe (Tyveholmen, Pfohren, Skoumsaas) theils kryptokrystalline Aggregate, theils sphärolithische Gebilde von optisch positivem Charakter, die ich für Muscovit (Sericit) halte, welche aus einer ursprünglich amorphen Mesostasis hervorgegangen sein könnten, aber ebensogut Auslaugungsproducte der Feldspathe sein können. In diesen kryptokrystallinen Aggregaten dürften manche Körnchen dem Quarz angehören.

Durch den Mangel des Olivins unterscheidet sich der von Brögger dem Rhombenporphyr zugerechnete Närsnäsporphyr, welcher an einer Stelle bei Närsnäs Mandelsteinstructur annimmt.

Die bis zu 10 cm grossen flachen Mandelräume sind mit Calcit, Fluorit und Pyrit erfüllt. An den Grenzflächen im Liegenden fehlen die Einsprenglinge und ein solches dichtes Gestein hat die Mandelsteinstructur. Auch sind diese randlichen Verdichtungsfacies nicht panidiomorph, sondern allotriomorph-körnig ausgebildet, oder aber der Feldspath aggregirt sich in charakteristischer Weise zu divergirenden Bündeln.

Durch diese allotriomorph-körnige Grundmasse ist auch ein Rhombenporphyr ausgezeichnet, der am Tonsenaas bei Christiania im Amphibolgranitit als Einschluss vorkommt, sowie ein rhombenporphyrisches Ganggestein im Granitit an dem Heivand am Wege von Skien nach Slemdal. Im erstgenannten Vorkommen ist der Biotit durchaus idiomorph, der Augit dagegen allotriomorph, Olivin fehlt. Am zweitgenannten Fundort fehlt dem Gestein der Olivin und Augit; die Grundmasse-Feldspathe umschliessen Magnetit und Glimmerschuppen und zeigen keine Spur von Zwillingsstreifung.

Hornblende wurde nur spärlich in einem deckenförmigen Rhombenporphyr von Bärum bei Christiania und von Liebisch in einem Rhombenporphyrgang von Sundvolden in Ringeriget am Stemfjord beobachtet.

Dass in den Rhombenporphyren die Ergussform der laurvikitischen Syenite vorliegt, ist ganz zweifellos und wird durch das Auftreten dieses Gesteins als randliche Facies der Alkalisyenite in Südnorwegen bei Tönsberg und in Texas auch geologisch erhärtet (S. 130).

Ebenso wie sich die Orthophyre zum Quarzporphyr verhalten, stellen sich auch die **Keratophyre** zum Quarzkeratophyr, doch ist der Unterschied im Aussehen dadurch ein grösserer, dass die Menge der dunklen Gemengtheile in den Keratophyren beträchtlicher ist und ihre Farbe daher bei der herrschenden Chloritisirung dieser grün wird, so dass die Gesteine diabasähnlich aussehen. — Ihr Erhaltungszustand ist allerorts ein sehr mangelhafter und daher die Bestimmung des Mineralbestandes äusserst erschwert und z. Th. unsicher.

Alle Vorkommnisse haben gemeinsam das starke Vorherrschen des Feldspaths in Grundmasse und Einsprenglingen. Unter den farbigen Gemengtheilen ist ein hellgrünlicher bis fast farbloser Augit in mikroskopischen Krystallen der Diopsidform als älterer

Gemengtheil am häufigsten, brauner Glimmer seltener, eine eigenthümliche alkalireiche Hornblende anscheinend nur local vorhanden. Die Bisilikate und die Glimmer werden überaus leicht in Schuppen und Sphärokrystalle von Chlorit (die Sphärokrystalle sind optisch positiv) oder wohl auch von Serpentin umgewandelt unter gleichzeitiger Ausscheidung von Quarz, Calcit und Eisenerzen. Diese Umwandlung bedingt die so oft grüne Farbe der Gesteine. Wo der Chlorit in üblicher Weise zersetzt wird und an seiner Stelle Limonit zurückbleibt, werden die Gesteine braun. — Quarz ist nur in der Grundmasse und auch hier nur selten vorhanden. Das Eisenerz, dessen Menge nie eine grosse ist, scheint nach der häufig zu beobachtenden Leukoxen-Pseudomorphose titanhaltig zu sein. Zirkon, der in den Quarzkeratophyren stets vorhanden und nicht spärlich ist, findet sich in den quarzfreien wohl auch allgemein, aber nur spärlich. — Der Apatit-Gehalt ist nirgends gross.

Die niemals grossen Feldspatheinsprenglinge müssen nach den entweder quadratischen oder kurz-rectangulären Durchschnitten vorwiegend durch die Flächen P, M und y begrenzt sein. Sie zeigen sehr selten unzweideutige chemische (Bielstein bei Blankenburg), öfter dagegen mechanische Deformationen, die sich von undulöser Auslöschung bis zu vollständiger Zertrümmerung in zahlreiche Fragmente steigern können, in deren jedem eine andere optische Orientirung herrscht, die aber fest verbunden und anscheinend durch Feldspathsubstanz verkittet sind. Randliche Kataklase, wie sie in den hypidiomorphen Tiefengesteinen so verbreitet ist, fehlt hier, wie allgemein in den porphyrischen Formen. In hohem Grade ist die von Lossen hervorgehobene, anscheinend mikroperthitische Durchwachsung mehrerer Feldspatharten in einem und demselben Individuum charakteristisch; es wechseln in unregelmässig eckigen, wohl auch rundlichen Feldern zwillingsgestreifte und einheitliche Theile. Es ist möglich, aber bisher nicht erwiesen, dass mit dieser mikroperthitischen Durchwachsung identisch ist der regellose Wechsel von helleren und trüben Stellen im Feldspath (Mügge's scheckige Feldspathe S. 708), die dann zwischen gekreuzten Nicols nicht nur verschiedene Lage der Auslöschungsrichtungen, sondern auch verschieden hohe Doppelbrechung, aber keine Zwillingsstructur wahrnehmen lassen. Da bisher orientirte Schnitte aus solchen Feldspathen nicht untersucht worden sind, so gründet sich die Deutung derselben auf ein Orthoklas-Albit-Gemenge wesentlich

auf die chemische Analyse der Gesteine*. Trotz des niedrigen Kalkgehaltes dieser ist die Möglichkeit, dass anorthoklastische Feldspathe vorhanden seien, nicht ausgeschlossen. In manchen Vorkommnissen treten diese mikroperthitischen Feldspathe sehr zurück oder fehlen ganz. Ob dann der Feldspath ein anderer sei, bleibt noch zweifelhaft; es giebt Keratophyre mit vorherrschendem Kaligehalt, die Kalikeratophyre Lossen's, deren Feldspathe trotzdem ganz vorherrschend fein zwillingsgestreift und wohl Anorthoklase sind (Bielstein bei Blankenburg, Hamburger Dichtung). — Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist häufig, solche nach dem Bavenoer Gesetz selten (Rosenbühl bei Hof). In allen Einsprenglingen sind die Auslöschungsschiefen gering und schliessen ein reichliches Vorhandensein basischer Mischungen entschieden aus. Die Feldspathe verwittern zu sehr feinblättrigen Aggregaten, die sich nicht mit einiger Sicherheit als Kaolin oder Muscovit unterscheiden lassen.

Die Annahme, dass die unter den Einsprenglingen in wechselnder Menge auftretenden lamellenfreien Feldspathe Orthoklas, die durchweg verzwillingten Albit seien, bedarf noch des Nachweises, der vielleicht durch mechanische Trennung zu liefern wäre.

Die Altersbeziehungen der Feldspatheinsprenglinge zu den diopsidischen Pyroxen-Einsprenglingen sind nicht sicher zu erkennen; in vielen Gesteinen sind alle Bisilikate chloritisirt und der Nachweis, welches vorhanden war, nur selten aus der Umgrenzung zu liefern. — Der Biotit kommt gelegentlich in Chlorit unter Verhältnissen vor, welche die Abstammung des letzteren aus Augit und die secundäre Entstehung des Biotit wahrscheinlich machen (Elsner's Bruch bei Blankenburg). — In einem körnigen Keratophyr vom Bärenrücken bei Blankenburg fehlt der Augit; er wird durch eine blaue arfvedsonitische Hornblende in lappigen Individuen ersetzt, die grösstentheils zu Limonit zersetzt ist.

Die normalen Keratophyre sind deutlich porphyrische Gesteine. Ihre Grundmasse ist substanziell vorwiegend eine feldspathige, und sehr oft gesellt sich zu den krystallinen Gemengtheilen derselben in wechselnder, niemals in grosser Menge eine Basis, zumal bei mandelsteinartiger Ausbildung. In feiner Vertheilung dürften alle Grundmassen ursprünglich kleine Mengen von Bisilikaten erhalten

* Bei dem unfrischen Zustande der Gesteine ist selbst die obige Angabe über die Differenz im Brechungsexponenten der mikroperthitisch verwachsenen Theile nicht unbedingt zuverlässig. Die unregelmässige Ausbildung der Zwillingslamellen und ihre äusserste Feinheit lässt mehr an Anorthoklas, als an Albit denken.

haben, weil die Basis, wo sie noch frisch und unverändert ist, mehr oder weniger gefärbt erscheint oder reich an mikrolithischen Eisenerzen (Skelette von Magnetit oder Ilmenit) ist, die den holokrystallinen Grundmassen fehlen und endlich, weil bei der Verwitterung der Basis Chlorit entsteht. Der Bisilikatgehalt der Grundmasse ist durchweg zersetzt und hat Chlorit und Carbonspäthe geliefert, die recht gleichmässig verbreitet sind.

Die holokrystallinen Grundmassen bestehen bald aus kurz und breit leistenförmigen Feldspathmikrolithen (Ortsberg bei Elbingerode), bald sind diese recht lang und schmal (Ziegenkopf, Bielstein bei Blankenburg). Im Allgemeinen ist die Streifung nach dem Albitgesetz bei den ersteren selten, bei den zweiten häufig. In letzterem Falle begegnet man oft einer sphärolithischen Anordnung der Feldspathleisten. In beiden Fällen ist die Structur der Grundmasse eine panidiomorph-körnige und verliert diesen Charakter auch dann eigentlich nicht, wenn kleine Mengen von Quarz zwischen die Feldspathmikrolithe eingeklemmt sind. Im ersten Fall ist die Structur orthophyrisch und der Habitus des Gesteins ähnelt wegen der Häufigkeit des die Feldspathrectangeln einrahmenden grünen Chlorits demjenigen mancher feldspatharmen Phonolithe, im zweiten ist die Structur durchaus trachytisch und oft evident fluidal.

Bei manchen quarzfreien Keratophyren schiebt sich zwischen die Feldspathmikrolithe in geringer Menge eine, allerdings meist mehr oder weniger durch Verwitterung chloritisirte und in unbestimmbar kryptokrystalline Aggregate umgewandelte Basis ein, die besonders reichlich und verhältnissmässig unverändert in schmäleren und breiteren Zonen die mit Chlorit ausgepolsterten und mit Calcit erfüllten Mandeln umsäumt (Stahlberg, Staufenberg bei Michaelstein, Hasselfelde-Rübeland u. a. O.). Solche hypokrystalline Grundmassen sind mir nur von den Harzer Keratophyren bekannt worden.

Auch die Grundmassen der Keratophyre zeigen oft mechanische Deformationen; die kleinen Feldspathmikrolithe löschen undulös aus, sind zu eckig-körnigen Aggregaten zertrümmert, oder wohl auch, wenn lang leistenförmig, gebogen. In einem Keratophyr vom Ziegenkopf-Gipfel bei Blankenburg waren sie geradezu halbbogenförmig gekrümmt*. Ebenso sind die Zwillingslamellen der die

* Wäre die Krümmung der Feldspathmikrolithe allein vorhanden, so würde sich dieselbe einfacher als eine trichitoide Wachsthumsform erklären lassen, deren Auftreten zumal in Verbindung mit den sphärolithischen Aggregaten dieses Minerals nichts Auffallendes hätte.

Mandeln füllenden, fast stets aus einem polysynthetischen Individuum bestehenden Calcite mehrfach verbogen. Solche Deformationen steigern sich in einem durch grosse mikroperthitische Einsprenglinge (auch sie sind stark deformirt) ausgezeichneten Keratophyr vom Garkenholz bei Rübeland zur Entwicklung förmlicher Quetschzonen. Es ziehen dann schmale Bänder allotriomorph-körniger Aggregate von nicht sicher bestimmbarer Zusammensetzung durch die ausserhalb dieser Zonen normal struirte Grundmasse. Man glaubt hie und da in solchen Quetschzonen eine feine Sericitflaser zu erkennen.

Körnige (also granitische oder syenitische) Facies der Keratophyre treten im Harz und im Fichtelgebirge auf. Im erstgenannten Gebirge ist diese Structurform besonders normal entwickelt (Elsner's Bruch, Hamburgs Dichtung und Bärenrücken bei Blankenburg) und steht bald der hypidiomorph-körnigen der Tiefengesteine, öfter noch der panidiomorph-körnigen der Ganggesteine am nächsten. Es wechseln dann auch dunklergefärbte basischere, und hellergefärbte saurere Theile derart, dass die ersteren offenbar ältere Ausscheidungen darstellen, ähnlich wie in den typischen Tiefengesteinen.

Am Harz sind die Keratophyre durch kalireiche Zwischenglieder (Kalikeratophyre) mit Augit-Orthophyren, d. h. quarzfreien Porphyren, deren farbiger Gemengtheil Augit ist, verbunden. Die Structurformen scheinen bei diesen Gesteinen die gleichen zu sein, wie bei den Keratophyren. Mir wurden nur basishaltige Augit-Orthophyre von der unteren Tiefesitte bei Rübeland und vom Wasserweg bei Blankenburg bekannt; das letztere Gestein führt sehr zierliche Feldspathsphärokrystalle.

Als Keratophyr von phonolithischem Habitus, wie er auch am Harz bei Elbingerode vorkommt, mit allotriomorphem Quarz zwischen den Grundmasse-Feldspathen, erkannte Rosiwal das Gestein des Felsens, auf dem die Burg Tejřov in Böhmen steht. Dasselbe gehört dem Cambrium an.

Verbeek (Topograph. en geolog. Beschrijving van en gedeelte van Sumatra's Westkust p. 227) beschreibt als Epidiorit ein Gestein aus dem Flusse Silaki im Siboemboem-Gebirge auf Sumatra, welches nach Zusammensetzung und Structur ziemlich genau den phonolithähnlichen Keratophyren des Harzes entspricht, soweit ich aus einem mir vorliegenden Handstück beurtheilen kann, welches ich Herrn Verbeek's Güte verdanke. Die in Einsprenglingen und in der Grundmasse auftretende grüne Hornblende hat anscheinend

Uralitcharakter, was auch Verbeek in der Beschreibung und in der Benennung des Gesteins hervorhebt.

Mesokeratophyr nennt nach Lossen die preussische Kartographie ein Glied der Grenzdecke des Saar-Nahe-Gebietes, ein mandelsteinartiges, porphyrisches, an Orthoklas reiches Ergussgestein. Die Einsprenglinge sind frischer, meist orthotomer Feldspath und Pseudomorphosen nach einem augitischen Mineral. Der Orthoklas hat „feinfasrige" Structur, also wohl Mikroperthit. Die Grundmasse „wird von einem basisartigen Aggregat gebildet, in welchem sich kleine, leistenförmige Feldspathe erkennen lassen. Auch etwas Quarz scheint sich an der Zusammensetzung zu betheiligen" (Blatt Nohfelden, S. 15).

Hierher gehört nach der Analyse auch das dunkle Eruptivgestein, welches Beyschlag von der Rothen Mühle bei Crock im Thüringer Wald beschrieb.

Die nahe mineralogische und chemische Verwandtschaft der Keratophyre mit den Rhombenporphyren geht aus dem Mitgetheilten deutlich hervor.

Die von Koch als Lahnporphyre bezeichneten Ergussgesteine des rheinischen Schiefergebirges wurden von Lossen mit den Keratophyren vereinigt. In gewissem Sinne ist das berechtigt; doch unterscheiden sie sich, soweit sie mir bekannt wurden (Ellenbogen, Balduinstein), insofern von den Keratophyren, als sie durchweg typisch-trachytische Structur besitzen und sehr arm an farbigen Gemengtheilen sind. Ihre Feldspatheinsprenglinge sind Albit, der aber keine Zwillingsstreifung wahrnehmen liess. Die Schnitte nach M in den Dünnschliffen hatten eine Auslöschungsschiefe von 18—20° und liessen eine positive Bissectrix wenig schief austreten. Neben Albit kommt auch Mikroklin als Einsprengling vor. Die Feldspathleistchen der Grundmasse zeigen gleichfalls eine Auslöschungsschiefe von 18—20°. An farbigen Gemengtheilen fand sich unter den intratellurischen Bildungen nur sehr spärlicher, gebleichter Biotit in kleinen hexagonalen Blättchen. Die Erztheilchen der Grundmasse erwecken den Eindruck, dass sie Pseudomorphosen nach einem schlank prismatischen Alkaliamphibol oder Alkalipyroxen sind. Auch Mügge vergleicht die Structur dieser Gesteine mit derjenigen der „Akmittrachyte". Sie müssen sehr grosse Ähnlichkeit mit den von Hatch beschriebenen Ergussgesteinen der Carlton Hills (S. 783) haben.

Dass auch die Keratophyre und Lahnporphyre als Erguss-

formen alkalisyenitischer Magmen anzusehen sind, darf als feststehend angesehen werden.

Metamorphosen der quarzfreien Porphyre.

Innerhalb der Brocken-Contactzone und zwar in der unmittelbaren Nähe des Gabbro vom Schmalenberge bei Harzburg treten eigenthümliche Eruptivgesteine auf, die von Hausmann und Jasche zur Gabbroformation gestellt, von Streng als Orthoklas führend erkannt, von J. Roth wegen ihres Biotitgehalts neben Orthoklas zur Minette gerechnet wurden. Sie enthalten in einer feinschuppigen bis dichten dunklen Grundmasse theils idiomorphen, theils in rundlichen Massen ausgebildeten, weisslichen Orthoklas. Diese Orthoklase sind zum weitaus grössten Theile Pseudomorphosen. Sie bestehen aus einem regellosen Aggregat, besitzen daher auch nicht die Spaltbarkeit von Orthoklaskrystallen und sind stets wasserhell, während die selteneren wirklichen Orthoklaskrystalle durch Kaolinbildung getrübt sind. Die Substanz der Pseudomorphosen ist wiederum vorwiegend Orthoklas in allotriomorpher Aggregation, vielleicht untermengt mit etwas Quarz; ausserdem enthalten diese Pseudomorphosen sehr häufig kaffeebraunen, selten farblosen Glimmer, indigoblauen oder indigoblau und rothbraun gefleckten Turmalin (er fehlt öfter), hellgelben Augit, strahlsteinähnliche Hornblende und Chlorit in geringen Mengen. Die Grundmasse besteht vorwiegend aus demselben braunen Glimmer, welcher in den Pseudomorphosen auftrtit; daneben aus wasserhellen allotriomorphen Orthoklasaggregaten, etwas hellgelbem Augit, Pyrit und Eisenerzen, die anscheinend bisweilen von Leukoxen umrandet werden. Lossen hält diese Gesteine für contactmetamorphe Formen des Harzer antegranitischen Syenitporphyrs, d. h. der mit dem Keratophyr geologisch äquivalenten Orthophyre.

Tuffe der quarzfreien Porphyre

sind bisher nicht Gegenstand mikroskopischer Untersuchungen gewesen. — Von ganz besonderem Interesse würde das Studium klastischer Gebilde der Keratophyrreihe sein, wie sie nach Gümbel im Fichtelgebirge vorkommen. Derselbe vergleicht ihre Beziehungen zum Keratophyr geradezu mit dem Verhältniss der Schalsteine zum Diabas. — Nach Lossen wäre die Möglichkeit, dass in Keratophyrtuffen das ursprüngliche Substrat gewisser Harzer Porphyroide vorliege, die sich durch mikroperthitischen Feldspath auszeichnen, nicht von vornherein von der Hand zu weisen.

III. A. 3. Die Familie der phonolithischen Gesteine.

Literatur.

Sam. Allport, On the structure of a Phonolithe of the Wolf Rock. Geol. Mag. 1871. VIII. No. 84. 247 u. 1874. (2.) I. No. 124. 462.

J. Bernath, Beiträge zur Kenntniss des Noseanphonoliths vom Hohentwiel. Bern 1877.

G. Blumrich, Die Phonolithe des Friedländer Bezirkes in Nordböhmen. T. M. P. M. 1893. XIII. 465.

Em. Bořicky, Über Phonolithe. Sitzber. Böhm. Ges. Wiss. Prag. 19. April 1871.

— Über die Nephelinphonolithe Böhmens. Ibid. 1874.

— Petrographische Studien an den Phonolithen Böhmens. Arch. d. naturwissenschaftlichen Landesdurchforschung Böhmens. Vol. III. Abthlg. II. Heft I. Prag 1874.

M. Boule, Description géologique du Velay. Bull. du Service de la Carte géologique de la France. No. 28. Paris 1892.

L. Bourgeois, Sur un gisement de néphéline au Mezenc (Haute-Loire). Bull. soc. min. Fr. 1883. VI. 16.

R. Brauns, Hauyn in den Bimssteinsanden der Umgegend von Marburg. Z. D. G. G. 1892. XLIV. 149.

Lor. Bucca, Il monte di Roccamonfina. Boll. Com. geol. Roma 1886. No. 7 u. 8.

— Contribuzione allo studio petrografico dei vulcani viterbesi. Boll. Com. geol. d'Ital. 1888. 97.

— Studio petrografico sulle trachite leucitiche del Lago di Bolsena. Atti Accad. Gioenia Sc. nat. Catania. (4.) V.

H. Bücking, Basaltische Gesteine aus der Gegend SW. vom Thüringer Wald und aus der Rhön. Berlin 1881.

— Der nordwestliche Spessart. Abhdl. k. pr. geol. Landesanst. N. F. Heft 12. Berlin 1892.

K. Busz, Über das Verhältniss einiger Tuffe aus dem Laacher See-Gebiet zu den in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteinen. Sitzber. Niederrhein. Ges. Bonn. 11. XI. 89.

— Die Leucit-Phonolithe und deren Tuffe im Gebiet des Laacher Sees. Verhdl. d. naturf. Ver. Bonn 1892. XLVIII. 209.

J. H. Caswell, Microscopical petrography of the Black Hills of Dacotah. Washington 1880.

K. von Chrustschoff, Über ein neues aussereuropäisches Leucitgestein. Mélanges géol. et paléont. 1891. I. 113. Petersburg.
— Über ein palaeozoisches Leucitgestein. L. J. 1891. II. 224.
Jul. Morgan Clements, Die Gesteine des Duppauer Gebirges in Nordböhmen. Jahrb. k. k. geol. R. 1890. XL. 317.
Ch. W. Cross, Note on phonolite from Colorado. Proceed. Col. Scientific Soc. 1887. 167.
H. P. Cushing und E. Weinschenk, Zur genauen Kenntniss der Phonolithe des Hegaus. T. M. P. M. 1893. XIII. 18 u. 170.
W. Deecke, Der Monte Vulture in der Basilikata. L. J. B.-B. VII. 1891. 602.
C. Doelter, Die Producte des Vulkans Monte Ferru. Denkschr. d. k. Akad. Wiss. Wien 1878. XXXIX.
— Die Vulkane der Capverden und ihre Producte. Graz 1882.
Ernst von Eckenbrecher, Untersuchungen über Umwandlungsvorgänge in Nephelingesteinen. T. M. P. M. 1880. III. 1—35.
Fr. Eigel, Über einige Eruptivgesteine der Capverden. T. M. P. M. 1889. XI. 91.
A. B. Emmons, On some phonolithes from Velay and the Westerwald. Leipzig 1874.
C. Fr. Föhr, Die Phonolithe des Hegaus mit besonderer Berücksichtigung ihrer chemischen Constitution. Würzburg 1883.
H. Förstner, Nota preliminare sulla geologia dell' Isola di Pantelleria. Boll. Com. geol. d'Italia. 1881.
F. Fouqué, Contribution à l'étude des feldspaths des roches volcaniques. Bull. Soc. min. Fr. 1894. XVII. 283.
K. von Fritsch und W. Reiss, Geologische Beschreibung der Insel Tenerife. Winterthur 1868.
Fr. Graeff, Zur Geologie des Kaiserstuhlgebirges. Mittheil. grossh. Bad. geol. Landesanst. 1892. II. 410.
C. W. Gümbel, Phonolith von Fernando de Noronha. T. M. P. M. 1879. II. 188.
F. H. Hatch, On a new british phonolite. Geol. Mag. 1892. (3.) IX. 149.
J. Hazard, Über die petrographische Unterscheidung von Decken- und Stielbasalten in der Lausitz. T. M. P. M. 1894. XIV. 297.
— Erläuterungen zu Blatt Löbau-Neusalza und Rumburg-Seifhennersdorf der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1894 und 1895.
J. E. Hibsch, Über einige minder bekannte Eruptivgesteine des böhmischen Mittelgebirges. T. M. P. M. 1887. IX. 232.
— Beiträge zur Geologie des böhmischen Mittelgebirges. T. M. P. M. 1894. XIV. 95.
E. Hussak, Über Einschlüsse und Ausscheidungen in Eruptivgesteinen. L. J. 1885. II. 78—80.
— Über brasilianische Leucitgesteine. L. J. 1892. II. 146.
G. Jentzsch, Beiträge zur Kenntniss einiger Phonolithe des böhmischen Mittelgebirges. Z. D. G. G. 1856. VIII. 167.
C. Klein, Petrographische Untersuchung einer Suite von Gesteinen aus der Umgebung des Bolsener Sees. S. B. A. 1888. V. 91.
A. Knop, Einschlüsse im Phonolith des Kaiserstuhls. Ber. über die XXI. Vers. d. Oberrhein. geolog. Ver. Stuttgart 1888. 5.
— Der Kaiserstuhl im Breisgau. Leipzig 1892.

Ant. Koch, Neue Beiträge zur Geologie der Frusca Gora in Ostslavonien. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1876. XXVI. 1.

A. Lacroix, Sur les enclaves de la phonolithe du Mont Dore. Bull. Soc. géol. Fr. 1890. (3.) XVIII. 872.

— Sur l'existence de la Lavénite dans les phonolithes néphéliniques de la Haute-Loire. Bull. Soc. min. Fr. 1891. XIV. 15.

A. von Lasaulx, Petrographische Studien an den vulkanischen Gesteinen der Auvergne. L. J. 1872. 351—357.

H. Lenk, Zur geologischen Kenntniss der südlichen Rhön. Würzburg 1887.

O. Luedecke, Der Phonolith der Heldburg bei Coburg. Ztschr. f. d. ges. Naturw. Halle 1879. LII. 266—302.

P. Mann, Untersuchungen über die chemische Zusammensetzung einiger Augite aus Phonolithen und verwandten Gesteinen. L. J. 1884. II. 172.

A. Martin, Die phonolithischen Gesteine des Laacher See-Gebiets und der Hohen Eifel. Z. D. G. G. 1890. XLII. 181.

A. Merian, Studien an gesteinsbildenden Pyroxenen. L. J. B.-B. III. 1884. 252.

G. Mercalli, Osservazioni petrografico-geologiche sui Vulcani Cimini. Rendic. R. Istit. Lombardo. 1889. (2.) XXII. fasc. 3.

A. Michel-Lévy, Sur quelques nouveaux types de roches provenant du Mont Dore. C. R. XCVIII. No. 22. 1884.

— Le Mont Dore et ses alentours. Bull. Soc. géol. Fr. 1890. (3.) XVIII. 746.

L. Milch, Über Gesteine aus Paraguay. T. M. P. M. 1895. XIV. 383.

H. Möhl, Über die mineralogische Constitution und Eintheilung der Phonolithe. L. J. 1874. 38—43.

— Die Basalte und Phonolithe Sachsens. Nova Acta der Leop.-Carol. Deutsch. Akad. Naturforscher. Dresden 1873. XXXVI.

A. Osann, Beiträge zur Geologie und Petrographie der Apache (Davis) Mts., Westtexas. T. M. P. M. 1896. XV. 394.

L. V. Pirsson, On some phonolitic rocks from the Black Hills. Amer. Journ. 1894. XLVII. 341.

H. Pröscholdt und H. Thürach, Erläuterungen zu Blatt Heldburg (Eruptivgesteine) der geologischen Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1895.

G. vom Rath, Skizzen aus dem vulkanischen Gebiete des Niederrheins. Z. D. G. G. 1866. XVIII. 568—584 u. 1868. XX. 289—303.

— Mineralogisch-geognostische Fragmente aus Italien. Z. D. G. G. 1860. XII. 29—40; 1862. XIV. 655—675 u. 1864. XVI. 73—113.

A. Renard, Notice sur la géologie de l'île de Kerguelen. Bull. Mus. Roy. Belg. 1886. IV. 223.

— Notice sur les roches de l'île de Fernando Noronha. Bull. Acad. Roy. Belg. 1882. (3.) III. No. 4.

— Notice sur les roches des îles Inaccessible et Nightingale (Groupe de Tristan da Cunha). Bull. Acad. Roy. Belg. 1887. (3.) XIII. No. 3.

A. Rosiwal, Beiträge zur geologischen Kenntniss des östlichen Afrika u. s. w. Denkschr. math.-naturw. Cl. Akad. Wien. LVIII. 1891.

Justus Roth, Gesteine von Aden. M. B. A. 13. Januar 1881.

Ad. Sauer, Untersuchungen über die phonolithischen Gesteine der canarischen Inseln. Zeitschr. f. d. ges. Naturwiss. Halle 1876. XLVII.

Ad. Sauer, Erläuterungen zu Sectionen Kupferberg und Wiesenthal der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1884.

F. Schalch, Erläuterungen zu Section Johanngeorgenstadt der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1885.

Th. Siegert, Erläuterungen zu Section Löbau-Herrnhut der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1894.

Herm. Sommerlad, Über Nephelingesteine aus dem Vogelsberg. XXII. Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. 1883. 263—284.

V. Steinecke, Über einige jüngere Eruptivgesteine aus Persien. Inaug.-Diss. Halle 1887.

C. A. Tenne, Über Gesteine der äthiopischen Vulkanreihe. Z. D. G. G. 1893. XLV. 451.

P. Termier, Les éruptions du Velay. Bull. Service de la carte géol. de la France. Paris 1890. II. No. 13.

— Sur les séries d'éruptions du Mézenc et du Meygal (Velay) et sur l'existence de l'aegyrine dans les phonolithes du Velay. C. R. 1890. CX. 730. (L. J. 1891. I. -264-.)

Ch. Vélain, Description géologique de la presqu'ile d'Aden etc. 33—37.

Ant. Verri, Osservazioni geologiche sui crateri Vulsinii. Boll. Soc. geol. ital. 1888. VII. 49. (L. J. 1891. I. 269.)

H. Vogelsang, Über die natürlichen Ultramarinverbindungen. Mededeel. kon. Akad. Wetensch. 2. Reeks. Deel VII. Amsterdam 1873.

K. Vogelsang, Beiträge zur Kenntniss der Trachyte und Basalte der Eifel. Z. D. G. G. 1890. XLII. 1.

L. van Werveke, Phonolith von Msid-Gharian. L. J. 1880. II. 275—281.

— Über den Nephelinsyenit der Sierra de Monchique im südlichen Portugal und die denselben durchsetzenden Gesteine. L. J. 1880. II. 141.

Geo. H. Williams, Petrography of Fernando de Noronha. Amer. Journ. 1889. XXXVII. 178.

Ferd. Zirkel, Über die mikroskopische Zusammensetzung der Phonolithe. Pogg. Ann. 1867. CXXXI. 298.

— Über die mikroskopische Structur der Leucite und die Zusammensetzung der leucitführenden Gesteine. Z. D. G. G. 1868. XX. 97.

Der Begriff Phonolith ist hier in z. Th. weiterer, z. Th. engerer Begrenzung genommen worden, als das von verschiedenen andern Seiten vor und nach Einführung der mikroskopischen Methode geschehen ist. Ich fasse unter dem Sammelnamen Phonolithische Gesteine alle diejenigen Effusivmassen der neovulkanischen und palaeovulkanischen Reihe zusammen, welche sich bei normaler porphyrischer Structur mineralogisch durch die quarzfreie Combination eines Alkalifeldspaths mit einem oder beiden der Mineralien Nephelin und Leucit charakterisiren. Unter den phonolithischen Gesteinen sind hier also auch die sogenannten Leucitophyre, Noseanphonolithe des

niederrheinischen Vulkangebiets und Leucittrachyte eingerechnet, während diejenigen Felsarten ausgeschlossen sind, in denen ein Kalk-Natronfeldspath die Stelle des Alkalifeldspaths einnimmt. Die letzteren sind als Tephrite an anderer Stelle in einem eigenen Capitel behandelt. Die eigentlichen phonolithischen Gesteine stehen in ihrer Hauptabtheilung zu den Trachyten in einer analogen Beziehung, wie die Elaeolithsyenite zu den Syeniten unter den Tiefengesteinen. Erst in dem letzten Jahrzehnt hat man unter den Tiefen- und Ganggesteinen, die den Leucitophyren und Leucitphonolithen entsprechenden Typen aufgefunden, so dass der Parallelismus hier heute ein vollkommener ist.

Die ausschliesslich in der historischen Entwicklung der Geologie begründete, auf keine wesentlichen Unterschiede sich stützende Trennung der Ergussgesteine in eine prätertiäre und eine tertiärrecente Reihe ist zum ersten Male bei den phonolithischen Gesteinen durchbrochen worden. Derby hat in Minas Geraes palaeozoische Phonolithe und Leucitophyre, Hatch in den Carlton Hills palaeozoische Phonolithe und Chrustschoff in Sibirien palaeozoische Leucitophyre nachgewiesen und Niemandem ist es eingefallen, diese in eine besondere Familie zu vereinen, wie die Quarzporphyre gegenüber den Lipariten, die quarzfreien Porphyre gegenüber den Trachyten u. s. w. Ein Fortschreiten auf diesem Wege würde eine gewaltige Klärung und Vereinfachung in der Systematik und eine bedeutsame Förderung der petrographischen Wissenschaft bedeuten. Möge dieses Buch dazu beitragen, diesen Fortschritt herbeizuführen!

Die Phonolithfamilie ist eine artenreiche, deren sauerste Glieder sich bis zur Verschmelzung eng an die Trachyte, besonders an die Sodalith- und Akmittrachyte anschliessen, während sie in Gliedern von mittlerer Acidität sich an gewisse Andesite und Tephrite, in ihren basischesten Repräsentanten an die Tephrite, Nephelin- und Leucitgesteine der basaltischen Reihe anlehnen, ja unmerklich in diese übergehen.

Mineralogische Zusammensetzung der phonolithischen Gesteine.

Neben der charakteristischen Combination eines Alkalifeldspaths mit Nephelin, Leucit oder diesen beiden Mineralien können nur noch einige monokline Glieder der Pyroxen-Reihe als wesentliche Gemengtheile der phonolithischen Gesteine bezeichnet werden. Zu den farblosen Componenten gesellt

sich als ein, wenn auch keineswegs constanter, so doch überaus verbreiteter Gemengtheil ein Mineral der Sodalith-Reihe. Bei weitem seltener werden die Pyroxene von monoklinem Amphibol oder von Biotit begleitet; nirgends jedoch gelangen diese zur Herrschaft. — Apatit dürfte allverbreitet sein, Zirkon wurde bedeutend seltener als etwa in den Trachyten beobachtet. — Magnetit oder Eisenglanz kommen sehr häufig, aber stets in sehr kleinen Mengen vor; sie scheinen den nur Aegirin als Pyroxengemengtheil führenden Gesteinen oft ganz zu fehlen. Reichlicher erscheinen sie dort, wo nicht Aegirin, sondern Augit allein oder herrschend auftritt, und nehmen mit der Menge dieses Minerals zu. In solchen Gesteinen pflegt auch der sonst ganz fehlende oder doch sehr untergeordnete Kalknatronfeldspath mehr hervorzutreten. — Unter den accessorischen Gemengtheilen nimmt neben einem Sodalith-Mineral der Titanit die erste Stelle ein; er fehlt nur in seltenen Fällen ganz. Danach wird man die Phonolithe als neovulkanische Ergussgesteine definiren, welche bei porphyrischer Structur durch die Combination von Alkalifeldspath mit Nephelin oder Leucit und Pyroxen, sowie häufiges Auftreten von Hauyn (Nosean, Sodalith) und Titanit als Übergemengtheilen charakterisirt sind. — Die eigentliche Hornblende darf in der Definition keine Stelle finden.

Unter den Alkalifeldspathen herrscht unbestritten der Sanidin, nirgends wurde bisher Albit beobachtet, mit grosser Wahrscheinlichkeit kommt den Anorthoklasen eine gewisse Verbreitung zu.

Der Sanidin ist im Allgemeinen in zwei Generationen vorhanden, als Einsprengling und als Grundmasse-Gemengtheil. In ersterer Form bildet er ja auch den häufigsten, schon für das unbewaffnete Auge bemerkbaren Gemengtheil der phonolithischen Gesteine. In seltenen Fällen fehlt der Sanidin unter den Einsprenglingen (Heilsberg im Hegau u. a. O.); die Eruption des Gesteins muss also dann in einem frühen Stadium der intratellurischen Entwicklung stattgefunden haben. In der Grundmasse kann seine Menge ausserordentlich gering werden, aber hier fehlt er nie. Irgend welche Beziehung zwischen den Mengen des Sanidins dieser beiden Generationen besteht nicht.

Der intratellurische Sanidin ist, von im Ganzen nicht sehr häufiger mechanischer Deformation abgesehen, idiomorph und wird bei vorwiegend tafelförmigem Habitus nach M von dieser Fläche in Combination mit P, l, y oder x begrenzt. Säulenförmiger Habi-

tus muss nach den sehr verbreiteten quadratischen Querschnitten häufiger sein, als man anzunehmen geneigt ist. — Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist sehr gemein, solche nach dem Bavenoer Gesetz in der Form der Juxtaposition und Penetration (Brüxer Schlossberg) nicht gerade selten (Hohentwiel und Mägdeberg im Hegau, Steinriesenweg bei Oberbergen am Kaiserstuhl, Oderwitz, Brüx in Böhmen, Wolf's Rock in Cornwall, Rieden und Olbrück im Laacher See-Gebiet). — Spaltbarkeit nach P und M. sowie die für die Zeolithisirung des Minerals besonders bedeutsame Theilbarkeit nach einer Querfläche sind wie bei Trachyt. — Die optischen Verhältnisse sind die normalen, Luedecke maass am Sanidin der Heldburg a : a auf M zu $4^0\,45'$, $2E = 35^0$. Der Winkel der optischen Axen ist oft recht klein (Hegau, Böhmen); die Axenebene lag allenthalben, wo darauf geprüft wurde, senkrecht zu M. — Die Mikrostructur des Phonolith-Sanidins nähert sich derjenigen der Trachyte, indessen sind Glaseinschlüsse und solche von Gasen ganz auffallend seltener und spärlich, solche der älteren Ausscheidungen dagegen sehr verbreitet. Er umschliesst die Eisenerze, Titanit, Augit (niemals Aegirin), gelegentlich Amphibol, Hauyn, Nephelin und Leucit. Dieser Umstand ist wichtig für die Bestimmung der Gesteine, da z. B. Hauyn und Nephelin oft noch vollkommen frisch im Sanidin erhalten blieben, auch wo sie als selbständige Gemengtheile durchaus umgewandelt und unkenntlich gemacht wurden. — Auch die zonare Structur der Sanidine ist nicht so häufig, wie im Trachyt, und ebenso, wie die Interpositionen, gern auf die peripherischen Theile der Krystalle, also vielleicht auf die Wachsthumsperiode während der Effusion beschränkt. — Es ist bekannt, dass der Sanidin der Phonolithe sehr häufig zum Natronorthoklas gehört.

Die normale Verwitterung des Sanidins zu Kaolin oder Muscovit ist nur ausnahmsweise zu beobachten. Dagegen wird dieses Mineral oft in den, bei Hauyn und Nephelin beginnenden, Zeolithisirungsprocess der Phonolithe hineingezogen. Stets dringen dann die Zeolithaggregate von meist nadelförmiger, seltener blättriger oder körniger Textur von den Querabsonderungsflächen des Sanidins in die Mineralsubstanz vor und ersetzen diese mehr und mehr. Dabei verwischen sich die Grenzen gegen das Gestein allseitig, und man wird erst durch die gleichmässige Polarisation der isolirten, unverletzt gebliebenen Körnchen auf das Vorhandensein eines alten Sanidin-Einsprenglings aufmerksam.

Der Sanidin der Grundmasse scheint ganz vorwiegend säulenförmigen Habitus zu besitzen; dafür sprechen die in allen zur Gesteinsstreckung parallelen Schliffen leistenförmigen Formen, die kleinen quadratischen Querschnitte in Schliffen, welche die genannte Richtung senkrecht trafen. Die Dimensionen sinken nur recht selten so weit, wie im Trachyt; daher beobachtet man nur spärlich eine trichitische Krümmung oder Zerfaserung der Sanidine und ebenso fehlt die Neigung zu sphärolithischer Aggregation mit seltener Ausnahme (Gönnersbohl bei Hilzingen im Hegau)*. — Nur einmal (Combarieu in der Auvergne) bildete der Sanidin der Grundmasse grössere allotriomorphe Körner, in welche die übrigen Gemengtheile wie in einen Kitt eingebettet waren. — Interpositionen pflegen dem Sandin der Phonolithgrundmasse zu fehlen.

Die ersten Andeutungen eines nicht monoklinen, sondern dem Anorthoklas zuzurechnenden Feldspaths hat man wohl in den Angaben von Sauer über doppelte, mikroklinartige Zwillingsbildungen an den Sanidinen in den Phonolithen von Roque del Pino, vom Guajara-Pass und von Pila auf Tenerife, sowie von Palma zu sehen. Solche mikroklinartige Zwillingslamellirung, sowie eine unregelmässige Feldertheilung zwischen gekreuzten Nicols mit gelegentlich wohl erkennbarer Zwillingsstreifung einzelner Felder, wie sie bei den Keratophyr-Feldspathen ähnlich sehr verbreitet ist, trifft man durchaus nicht selten bei Phonolithen der verschiedensten Gegenden, so z. B. in der Gegend von Montabaur im Westerwald, Fuchsstein bei Klein-Sassen, Eschenhof. Ziegenkopf bei Schackau, Gipfel der Milseburg in der Rhön, Roque del Valle auf der Insel Gomera u. a. Allenthalben sind die Zwillingslamellen von äussersterFeinheit und sinken bis zur Unwahrnehmbarkeit herab. Man erfährt dann ihre wahrscheinliche Gegenwart nur durch eine undulöse Auslöschung der Durchschnitte, welche wegen des vollkommenen Mangels kataklastischer Erscheinungen gewiss nicht auf mechanische Vorgänge zurückgeführt werden darf. Zur Stütze der Annahme von Anorthoklas-Feldspathen kann man wohl die von Doelter mitgetheilte Analyse der Einsprenglinge eines Phonoliths von Praya auf den Inseln des grünen Vorgebirges heranziehen. Diese Angaben

* Blumrich beobachtete Karlsbader Zwillinge an den Sanidinen in der Grundmasse nordböhmischer Phonolithe (Hoher Hain bei Mildenau, Geiersberg bei Friedland, Astberg bei Pridlanz), welche öfters sechsstrahlige Rosetten nach z (130) bildeten. Die Fläche der Rosetten war dann stets parallel der Fluidalebene.

der 2. Auflage dieses Buches haben sich seither durch zahlreiche Belege als zutreffend erwiesen. So bestimmten Fouqué und Boule den Anorthoklas in Phonolithen des Velay durch Messung und Analyse, ebenso Rosiwal in einem Phonolith von dem Plateau am Westfusse des Kenia in Südost-Afrika, in einem trachytoiden Hornblendephonolith vom Meru-Berge in Ostafrika und übereinstimmend mit Hyland's Angaben (Geol. Mag. 1889. [3.] VI. 160) in einem phonolithisch-tephritischen Gestein vom Kilimandscharo. — Blumrich erkannte in dem nephelinitoiden Phonolith vom Hohen Hain bei Mildenau einen Kern von Anorthoklas (spec. Gewicht = 2,590—2,608) und eine wahrscheinlich während der Effusionsperiode gebildete, schmale, gezackte und einschlussreiche Hülle, die als Sanidin gedeutet werden muss. Im Kern war $a : a = 8{,}5^0$ auf M. Hie und da erschien noch im Anorthoklas ein Kern eines Plagioklas mit breiter Zwillingslamellirung. Im Anorthoklas fanden sich Einschlüsse von Apatit, Nephelin und (einmal) Nosean, sowie Gaseinschlüsse, nie solche von Glas, meistens in centraler Anhäufung. Der Sanidinmantel führt zahlreiche Glaseinschlüsse, zumal an der Berührung mit dem Anorthoklaskern, ausserdem Nephelin, Aegirin und Hainit. Er beobachtete Zwillingsbildung nach dem Karlsbader und Manebacher Gesetz. — Ebenso führen die trachytoiden Phonolithe der Gegend von Friedland Einsprenglinge von corrodirtem Anorthoklas mit Sanidinmänteln. — An den Grundmasse-Feldspathen wurde nirgends eine Andeutung von anorthoklastischem Bau beobachtet.

Der Kalknatronfeldspath kommt in zwillingsgestreiften Einsprenglingen gelegentlich spärlich neben Sanidin oder Anorthoklas, selten in reichlicherer Menge vor. Er ist vorwiegend in trachytoiden Phonolithen oder in solchen Gesteinen vertreten, welche durch den Reichthum an eigentlichem Augit und an Eisenerzen zu den Andesiten neigen. Bei gewissen nephelinreichen Phonolithen bedingt er Übergänge in die Tephritreihe. Beispiele für spärliches Auftreten dieser Feldspathe liefern die Gesteine des Hegau sehr schön, reichlich enthalten ihn z. B. die Vorkommnisse von Klein-Priesen in Böhmen, Seeleshof und Kreuzberg bei Bischofsheim in der Rhön, nach Sauer die vom Risco de Ucanca und Pico del Pozo auf Tenerife, hier mit doppelter Zwillingsbildung. — Nur wo Kalknatronfeldspath reichlich unter den Einsprenglingen erscheint, begegnet man ihm auch in der Grundmasse in langleistenförmigen Individuen.

Secundär gebildeten Feldspath giebt Hibsch aus

trachytoidem Phonolith vom Ziegenberg bei Nestersitz, von der Günthersmühle oberhalb Wital und von Bensen im böhmischen Mittelgebirge aus Hohlräumen an, wo er mit Analcim vergesellschaftet ist. Er konnte denselben als Albit nachweisen und macht durch Discussion der Analysen von Eckenbrecher's diese Neubildung in der innersten Verwitterungszone der Phonolithe als häufige Erscheinung wahrscheinlich.

Der Nephelin fehlt keinem phonolithischen Gestein mit Ausnahme der Leucitphonolithe und diese bedürfen wohl noch einer Revision mit Beziehung auf die Anwesenheit oder das Fehlen dieses Minerals. Gegenüber dem Sanidin ist der Nephelin dadurch charakterisirt, dass er allenthalben unter den Bildungen der intratellurischen Periode vorhanden ist. In der Grundmasse kann seine Menge auf ein sehr geringes Maass herabsinken. Dem unbewaffneten Auge zeigt sich der Nephelin als Einsprengling allerdings sehr selten, so in manchen Hegau-Phonolithen, am Brüxer Schlossberg in Böhmen, in der Gegend von Zittau und ganz besonders schön in einigen canarischen Gesteinen, solchen von Manterús, Tekut und Msid Gharian* bei Tripolis und Ghadames, nach Rosiwal in einem Phonolith von dem Plateau am W.-Fuss des Kenia in SO.-Afrika. Aber sein häufiges Auftreten als Einschluss in den Sanidin-Einsprenglingen, sowie seine Beziehungen zu den Pyroxenen beweisen genügend sein z. Th. hohes Alter im Phonolith. — Die Nephelineinsprenglinge sind stets idiomorph in hohem Grade; sehr selten sieht man unbedeutende chemische Corrosionen. Ausser Prisma und Basis tritt nur vereinzelt als schmale Abstumpfung der Combinationskanten dieser Formen die Pyramide auf. Der Habitus ist stets kurz prismatisch, so dass Längsschnitte immer nur wenig von einem Quadrate abweichen. — Die Spaltung nach (10$\bar{1}$0) und (0001) gelangt selten und nur bei grösseren Einsprenglingen zur Wahrnehmung. — Interpositionen, unter denen besonders hellgrüne Pyroxenmikrolithe und Glas- und Gaseinschlüsse oft, Flüssigkeiten nur selten sicher erkannt werden können, ordnen sich gern peripherisch zu concentrischen Schalen. Das einschlussfreie Centrum hebt sich dann von der einschlussreichen Hülle nach Bořicky's passendem Vergleich wie ein Spiegel von seinem Rahmen ab. Sehr charakteristisch ist es, dass die Nephelineinsprenglinge so gern

* Die von mir untersuchten Stücke brachte der allzufrüh gestorbene Dr. Erwin von Bary in Malta von seiner ersten Reise mit. G. Rose beschrieb Proben, welche Overweg gesammelt hatte. Unter diesen findet sich ein Fundort Gasr Gharian (Z. D. G. G. 1850. III. 93—106).

von Kränzen eines grünen Pyroxens in Nadeln und Blättchen umrandet sind, oder dass Nadelbüschel dieses Minerals sich an die Kanten und Ecken des Nephelins ansetzen. Wo eine sichere Bestimmung möglich war, erwiesen sich diese den Nephelin umgebenden Pyroxene als Aegirin, die von dem Nephelin eingeschlossenen als Augit oder Malakolith.

Die Nepheline der Grundmasse sind ebenfalls zumeist idiomorph; aber die ausserordentlich geringen Dimensionen derselben und das dichte Gedränge der oft auch im dünnsten Schliff sich noch gegenseitig überlagernden Kryställchen oder ihr Eingeklemmtsein zwischen weit grösseren Sanidin-Mikrolithenströmen macht die Wahrnehmung ihrer Formen äusserst schwierig oder gar unmöglich. Die Schwierigkeit wird noch erhöht durch die geringe Doppelbrechung dieses Minerals. In manchen Fällen erlaubt die Beleuchtung mit stark divergentem Lichte noch eine Erkennung der Form. Wo auch dieses Mittel nicht mehr hilft, bilden die Nepheline scheinbar eine homogene Masse oder auch ein verwaschen allotriomorphes Aggregat, welches man wenig passend in der Literatur als „weniger individualisirten" Nephelin oder ganz falsch als Nephelinglas bezeichnet findet. Die Deutung solcher Vorkommnisse hat dann selbstverständlich nur die beweisende Kraft einer subjectiven Überzeugung; man ist zur objectiven Bestimmung auf die chemische Reaction angewiesen. Die Gelatination und dadurch ermöglichte Tinction mit Farbstoffen, der Nachweis von reichlichem Natron und Thonerde in der Lösung wird so lange für Nephelin beweisend sein, wie man noch Phänomene der Polarisation beobachten konnte. Wo diese wegen der winzigen Dimensionen und durch Überlagerung bedingten theilweisen Compensation nicht mehr sichtbar sind, liefert auch die chemische Reaction keinen sicheren Beweis, da ja auch ein farbloses Gesteinsglas vorliegen könnte; es ist indessen zu erwarten, dass ein Phonolithglas zu sauer und zu kalkarm für leichte Gelatination sein würde und die Erfahrungen an Phonolithobsidianen bestätigen diese Annahme.

Der Nephelin der Phonolithe unterliegt ebenso wie und leichter als der Sanidin dem bei Hauyn beginnenden, in den Phonolithen so überaus häufigen Zeolithisirungsprocess. Er wird dabei matt und trübe bis erdig, und von den Rändern her dringen fasrige oder schuppige Aggregate von oft gelblicher Farbe in die wasserhelle Mineralsubstanz vor. Die Anordnung der Fasern ist meist eine divergentstrahlige, seltener eine verworrene. Körnige Aggregate

von isotropem Charakter (Analcim?) finden sich im Ganzen selten. — Eine Umwandlung des Nephelin in Kaolin erwähnt Doelter aus Phonolithen vom Monte Ferru auf Sardinien.

Die Verbreitung des Leucits in den Phonolithgesteinen ist eine weit geringere, als diejenige des Nephelins, er ist auf zwei kleine Abtheilungen dieser Familie beschränkt. Allenthalben idiomorph, sowohl als Einsprengling, wie als Grundmassegemengtheil wird er leicht an den achteckigen bis rundlichen Durchschnitten, und wo seine Dimensionen nicht gar zu geringe sind, an der abnormen Doppelbrechung (cf. Bd. I. 3. Aufl. S. 308) erkannt. Wo letztere fehlt, also bei den kleinen Individuen der Effusionsperiode, kann seine Bestimmung recht unsicher werden. Bezeichnend ist, aber wiederum nur bei den älteren intratellurischen Bildungen, die Zerklüftung, in welcher man wohl die Auslösung von inneren Spannungen wird sehen dürfen, die Häufigkeit der zonar geordneten Interpositionen von hellgrünen Pyroxennädelchen, Glas- oder Gaseinschlüssen und unbestimmbaren farblosen Mikrolithen, sowie die, auch um die jüngsten Ausscheidungen häufig wahrnehmbaren Pyroxenkränze mit tangentialer Anordnung der Mikrolithe. Für die eingeschlossenen und umsäumenden Pyroxene gilt das bei Nephelin Gesagte. — Die Leuciteinsprenglinge umschliessen ausser Erzen, Apatit und Titanit auch Hauyn und Nephelin, niemals Sanidin.

Unter den Mineralien der Hauyn-Gruppe, welche nach G. vom Rath's Darstellungen nur den Leucitphonolithen durchweg fehlen, ist der Sodalith von van Werveke in dem Gestein von Msid Gharian nachgewiesen. Sehr viel mehr verbreitet sind die verschiedenen Glieder der eigentlichen Hauynreihe vom Hauyn bis zum Nosean, für deren Mikrostructur und Diagnose auf Bd. I. 3. Aufl. S. 323 verwiesen sei. Wie weit ihr Vorhandensein oder das seltenere Fehlen etwa classificatorisch zu verwerthen sei, lässt sich nicht angeben. Es scheint jedoch, als ob im Allgemeinen diese Substanzen an einen reichlichen Nephelingehalt der Gesteine gebunden wären, mit Zunahme des Sanidin zurücktreten und verschwänden. Dass indessen ein solches Verhältniss nicht durchweg gültig ist, beweisen die Sodalith-Trachyte. — Sehr charakteristisch ist es, dass die Hauyn-Mineralien nur in einer älteren Generation*

* Die abweichende Angabe Weinschenk's über eine zweite Generation von Nosean in Hegauer Phonolithen ist wohl durch die oft sehr verschiedenen Dimensionen dieses Minerals bedingt. Man kann sich leicht überzeugen, dass sowohl die grossen, wie die kleinen Individuen als Einschlüsse im Sanidin erscheinen.

auftreten. Der Beginn ihrer Ausscheidung reicht oft weit in die Anfänge der intratellurischen Krystallisation des Gesteins zurück, wie man aus ihrem allerdings seltenen Umschlossensein durch Augit oder Hornblende erkennen kann; andererseits hat ihre Bildung gelegentlich bis in die Periode der Nephelinausscheidung angehalten. Trotzdem darf man es als normal bezeichnen, dass die Krystallisation der Hauyn-Mineralien zwischen die Abschnitte der intratellurischen Pyroxen- und Nephelinbildung fällt. Das ist etwas abweichend von dem Verhalten des Sodaliths in den Elaeolithsyeniten. — Die Hauyn-Mineralien sind stets idiomorph, Rhombendodekaëder mit einer oft stark verlängerten trigonalen Zwischenaxe. Chemische Deformationen der tiefeingreifendsten Art sind an keinem andern Phonolithgemengtheil so häufig wie hier (cf. Bd. I. Taf. V. Fig. 2). Die Menge dieser Mineralien schwankt in weiten Grenzen, doch verdrängen sie in den Phonolithen niemals (Quiddelbach?) ganz einen wesentlichen Gemengtheil. Erweiterte Erfahrungen haben gezeigt, dass in fast allen Phonolithgebieten (ausgenommen sind Kaiserstuhl und Hegau) auch hauynfreie Repräsentanten vorkommen.

Eine ganz besondere Bedeutung gewinnen diese, bald blauen, bald grünen, bald gelben, bald grauen bis farblosen, auch braunen bis schwarzen Mineralien für die Umbildung der Phonolithe. Allenthalben fallen sie zuerst der Umwandlung in Zeolithe anheim, wobei sie selten zu Analcim, fast stets zu eisblumenartigen Aggregaten fasriger Zeolithe von bald positivem, bald negativem Charakter der Fasern werden. Man nimmt an, dass diese Zeolithe z. gr. Th. dem Natrolith angehören. Es fehlen indessen noch Untersuchungen über die Verbreitung des Thomsonit, Stilbit, Epistilbit, Skolezit, für welche nun Lacroix (Bull. Soc. min. Fr. 1885. VIII. 321) die mikroskopische Diagnose dieser Mineralien gegeben hat, wohl die Zeit gekommen wäre. Von den Hauynmineralien aus strahlen die zeolithischen Neubildungen auch in die übrigen Gemengtheile hinein und regen anscheinend den gleichen Vorgang auch hier an. Damit verschwinden mehr und mehr die Grenzen der einzelnen Gemengtheile und an die Stelle eines discreten Mineralaggregates tritt ein unauflösbar feinfilziges, zeolithisches Gewebe. — Mit der Zeolithisirung geht allenthalben, in manchen Gesteinen sogar eine sehr reichliche Ausscheidung von Kalkcarbonat und Eisenhydroxyd Hand in Hand. Das erstgenannte Zersetzungsproduct in dem Phonolith ist ganz wesentlich auf Rechnung der Hauynmineralien

zu setzen. — Der wohl vorwiegend durch warme Gewässer bald nach der Gesteinsbildung vollzogenen Zeolithisirung steht die normale Verwitterung unter dem Einfluss der Atmosphärilien fremd gegenüber. Sie wandelt, wie Sauer an canarischen Gesteinen, Bücking an denen der Rhön beobachtete, die Hauyne in steinmarkähnliche Substanzen oder in Kaolin um.

Die Pyroxene der phonolithischen Gesteine treten in zwei Generationen, als Einsprenglinge und in der Grundmasse, auf. Die ersteren fehlen nicht selten ganz, zumal in sehr nephelinreichen Vorkommnissen. Die Einsprenglinge sind zumeist gut idiomorph, und säulenförmig oder tafelförmig nach (100) mit (110) (100) (010) (11$\bar{1}$). Zwillingsbildung nach (100) ist nicht allzu häufig. — Die Spaltbarkeit nach (110) ist gewöhnlich sehr deutlich. — Als Einschlüsse sind Erze, Apatit, Titanit und Glaseier verbreitet.

Unter den Einsprenglingen der Pyroxenfamilie kann man folgende Arten unterscheiden: sehr hellgrünen bis fast farblosen, auch wohl grauen bis grauvioletten Augit der Diopsidreihe in kurz prismatischen Individuen, ohne oder nur mit schwachem Pleochroismus (bei den violetten in der Axenebene gelb) senkrecht dazu violett. — Nach aussen werden diese Augite sehr oft grün und tragen einen schmäleren oder breiteren Mantel von Aegirinaugit, der auch selbständig in Einsprenglingen vorkommt, und für dessen Eigenschaften man dieses Buch Bd. I. 3. Aufl. S. 537 vergleichen wolle. — In manchen, zumal nephelinreichen Phonolithen, wird dieser ersetzt durch Aegirin* in gewöhnlich schlank säulenförmigen Individuen. Nicht selten findet sich der Aegirin auch als äusserster Saum um Aegirinaugit und diopsidischen Pyroxen und ist dann gern zackig und pinselförmig ausgebildet. Diese Umwachsungen beobachtete auch Blumrich am Geiersberg bei Friedland und fand, dass sie zu sanduhrförmigen Bildungen Veranlassung werden können. Besonders geeignet zum Studium dieser Umwachsungen sind die Gesteine vom Steinriesenberg bei Oberbergen und von der Endhalde bei Bötzingen im Kaiserstuhl, vom Hohentwiel im Hegau, vom Westerwald, vom Langerhansküppel und Stellberg bei Waldsassen in der Rhön, von S. Antão (Cabo Verde), Msid Gharian u. a. — Für die Diagnose des Aegirin vergl. Bd. I. 3. Aufl. S. 533.

* Die langen schlanken Säulchen des Aegirins in einem nephelinreichen Phonolith vom Tiro del Guanche auf Tenerife sind im mittleren Theil gelb (Akmit), an den Polen grün (Aegirin).

Der Pyroxen der Grundmasse bildet nur selten idiomorphe Individuen. Derselbe ist in den meisten Gesteinen ausschliesslich oder nahezu ausschliesslich Aegirin, und besitzt dann gern ein durch (100) (110) sechsseitiges Prisma; wenn auch (010) ausgebildet ist, bleibt es doch sehr klein. Eine häufige Form dieser Grundmasse-Aegirine ist diejenige unregelmässiger Läppchen und Fetzen oder kurzer Stacheln, welche sich um Nephelin oder Leucit ordnen oder sich zu ganz eigenthümlichen, nicht unpassend mit Farnkraut verglichenen Büscheln und Aggregaten gruppiren. Dieselben sind im Ganzen und ebenso jedes Individuum von Nephelin durchwachsen und jünger als dieser. Hie und da wurde in einem solchen Aggregat auch eine durchweg parallele optische Orientirung aller einzelnen Aegirin-Individuen beobachtet (Gipfel der Milseburg). Die Farbe dieser Aegirine ist durchweg grün. Es kommen auch hier die bei Akmit-Trachyten erwähnten krappbraunen, vielleicht zum Cossyrit gehörenden Mineralien mit dem Aegirin zusammen vor (Gerbier de Jonc im Velay, Azulejos auf Tenerife). Es verdient hervorgehoben zu werden, dass in Phonolithen der Cap-Verde-Inseln Doelter chemisch die Aegirin-Natur der Grundmassen-Pyroxene erkannte, so z. B. am Pico da Cruz auf S. Antão. Die bei den Phonolithen so häufige grüne Farbe der Grundmasse ist auf den Aegiringehalt derselben zurückzuführen. Durch Verwitterung liefert der Aegirin wesentlich Limonit und bewirkt dann die rostfleckige Beschaffenheit der Gesteine. — Eine eigenthümliche, aber doch leicht verständliche Wechselbeziehung besteht zwischen dem Aegirin und Magnetit; letzterer verschwindet mehr und mehr mit der Entwicklung und Zunahme des Aegirin. — Ein normaler hellgrüner Pyroxen in Mikrolithen vom Diopsid-Typus begleitet oft den Aegirin. Allein fand sich derselbe nur in Gesteinen, die zu den Andesiten hinüberneigen (Seeleshof, Kreuzberg bei Bischofsheim in der Rhön, Risco blanco auf Tenerife). — Gelber Augit wird von Bucca aus phonolithischen Geseinen der Rocca Monfina, von Doelter aus solchen der Cabo Verde-Inseln und von Busz aus dem farblosen Glase der Grundmasse eines Leucitophyr von Engeln erwähnt. — Mann will in dem aus Hohentwieler Phonolith isolirten Pyroxenpulver auch farblosen Pyroxen mit dem Pleochroismus des Hypersthen und rhombischer Orientirung der Elasticitätsaxen gefunden haben. Wiederholte Untersuchung des Gesteins lässt mich annehmen, dass diese Angabe irrthümlich ist.

Zersetzungserscheinungen kommen mit Ausnahme der erwähn-

ten Umwandlung des Aegirin nur selten zur Beobachtung, so waren z. B. die Augiteinsprenglinge eines Phonolith vom Kletschner Berg in Böhmen in Calcit mit etwas Limonit und Quarz umgewandelt. Der Beginn einer Faserbildung von Serpentin oder Schüppchen von Chlorit kommen zumal in den violetten und graulichen Pyroxeneinsprenglingen gelegentlich vor. Pseudomorphosen von Opal nach Augit finden sich im Phonolith des Gönnersbohl im Hegau.

Die Hornblende von fast stets tiefbrauner Farbe ist allenthalben nur accessorisch, und verdankt ihren Ruf als wesentlicher Gemengtheil in der älteren Petrographie nur dem Umstande, dass sie öfters dem blossen Auge erkennbar auftritt, sowie einer ungerechtfertigten Verallgemeinerung dieses Verhältnisses. Sie bildet nur Einsprenglinge, bei keinem Phonolith fand ich sie in der Grundmasse; entgegenstehende Angaben dürften auf die häufige Verwechslung mit Aegirin zurückzuführen sein. Sie ist erwiesenermaassen oft natronreich. Dass indessen die Phonolithe in einem frühen Abschnitt ihrer intratellurischen Periode hornblendehaltig waren, geht aus der nicht unbeträchtlichen Verbreitung dieses Minerals (Eifel, Westerwald, Hegau, Böhmen, Rhön, Auvergne, Nordafrika, Erzgebirge u. a. O.) hervor. Blumrich fand um braune Hornblende der Phonolithe vom Hohen Hain und Geiersberg bei Friedland in Nordböhmen Anwachsmäntel von Aegirinaugit, die nach aussen in Aegirin übergehen. In fast allen Gesteinen, wo ich sie traf, gab ein Mantel von Augitmikrolithen und Magnetit Kunde von der magmatischen Resorption derselben. Randliche bis vollständige Umwandlung der Hornblende beobachtete auch Hazard an den Lausitzer Phonolithen. Dieselbe wird zu einem skelettförmigen Individuum von lichtem Augit, in dessen Maschen peripherisch ein Eisenerz, mehr central Biotit zu liegen pflegt. Dieser Resorptionshof fehlte gelegentlich in Rhönphonolithen. — Doelter hat gewisse Phonolithe der Insel Mayo und vom Monte Gracioso auf S. Thiago (Cabo Verde), welche reichlich natronreiche, aber kieselsäurearme braune Hornblende neben Augit führen, als Hornblende-Phonolithe bezeichnet. Gümbel giebt aus einem Phonolith von Fernando de Noronha nur dunkelbraungrüne Hornblende ohne Augit an, Renard erwähnt sie accessorisch vom St. Michaels Mount ebendaselbst; die mir vorliegenden Proben von dieser Insel sind Aegirin-Phonolithe, ebenso bestimmte sie auch G. H. Williams. — Ebenso ist die von Caswell in Phonolithen von den Black Hills in Dakota angegebene Hornblende nach mir

vorliegenden Proben Aegirin, und demnach auch wohl die von Cross im Phonolith von El Paso Co. Col. angeführte, da er sie als identisch mit dieser beschreibt. — Auch nach Förstner* würden die Phonolithe, welche die Basis von Pantelleria bilden, nur Hornblende „in Dendriten" führen; ebenso giebt Renard von Phonolithen des Greenland Harbour auf Kerguelen fetzenartige Hornblende als Grundmassengemengtheil an.

Vereinzelte kleine Einsprenglinge eines Katophorit-Amphibols fand ich im Phonolith von Poppenhausen in der Rhön und vom Hohenkrähen im Hegau. — Für Arfvedsonit als wesentlichen Gemengtheil vergleiche man unten (S. 823) die Gruppe der Apachite.

Der Magnesiaglimmer kommt ebenfalls nur accessorisch in phonolithischen Gesteinen vor, zumeist unter den Einsprenglingen, und dann, ebenso wie die Hornblende, gern von einem Augit- und Magnetit-reichen Resorptionshofe umgeben (Auvergne, Cantal, böhmisches Mittelgebirge, Hegau, Westerwald, Canarien). Für seine ursprünglich reichlichere Anwesenheit in dem Phonolithmagma lässt sich auf seine Häufigkeit in Phonolithtuffen hinweisen. — In zierlichen, sehr kleinen und unregelmässigen Läppchen, welche wie Reste grösserer Krystalle aussehen, trifft man ihn selten in der Grundmasse canarischer und nach Rosiwal in Kilimandscharo Phonolithen. In tiefbraunen Fetzen (Lepidomelan) ist er eingeklemmt zwischen die Feldspathleisten in einem Phonolith vom Oelzenhof in der Rhön. — Einen hellgelblichgrün und kirschrothbraun pleo-

* Die Vorkommnisse von der Costa de Zighidi und von Porticello, welche ich zu untersuchen Gelegenheit hatte, gehören wohl eher zu den phonolithischen Trachyten, als zu den trachytoiden Phonolithen. Einsprenglinge von Sanidin und grünem Augit, der gelegentlich Aegirin-Ränder hat, liegen in einer sehr feinkörnigen Grundmasse aus Feldspathleistchen, ?Nephelin, grünem Aegirin und dem gelegentlich der Akmittrachyte erwähnten krappbraunen bis violetten Mineral, welches zuerst von Mügge von den Azoren beschrieben wurde. Dasselbe hat hier einen sehr starken Pleochroismus und findet sich in paralleler Verwachsung mit Aegirin, aber auch mit mikrolithischen Gebilden, die ich für Hornblende halten möchte. Leider sind diese farbigen Silikate der Grundmasse nicht krystallographisch begrenzt, lassen auch keine Spaltbarkeit deutlich wahrnehmen, da sie stets als Körper in dem Schliff liegen. Sie umsäumen oft Sanidin oder bilden mit diesem Mineral schwer auflösbare Aggregate. Die Menge derselben ist recht gross. Hauyn und Titanit fehlen durchaus. — Wo eine Annäherung an Krystallbegrenzung bei dem krappbraunen Mineral der Grundmasse erkennbar ist, wird man oft an Amphibolform erinnert. Die geringe Durchlässigkeit für Licht, die Farbe und der Pleochroismus erinnern an den Cossyrit Förstner's.

chroitischen Glimmer in Phonolithen von Tenerife hält Sauer für einen Manganglimmer.

Unter den Eisenerzen herrscht der Magnetit. Im Allgemeinen sehr spärlich, reichert er sich an in den zu Tephriten und Andesiten hinüberspielenden, und verschwindet mehr oder weniger vollständig in den aegirinreichen Gesteinen. Auf einen Gehalt an Titan weist die gelegentlich vorkommende Umrandung mit Titanit hin (Klein-Priesen bei Aussig). — Nicht selten setzen sich an Magnetit farbige Silikate (Biotit, Amphibol, Aegirin) derart an, dass sie wohl z. Th. auf Kosten desselben gebildet sein dürften. — Eisenglanz in roth bis gelb durchsichtigen Blättchen kann den Magnetit gelegentlich ersetzen. In Phonolithen von Aden bedingt derselbe nach Vélain die rothe Farbe der Gesteine.

Der Apatit erscheint meistens in langen und schmalen, quergegliederten, wasserhellen Nädelchen. Auch die bei Trachyten erwähnte gedrungene Form findet sich nicht selten. Das Mineral ist alsdann stets gefärbt, grau, braun oder blau; die Interpositionen sind oft parallel den Prismenflächen geordnet und haben zu Verwechslungen mit Hauyn geführt. Die Phonolithe der Auvergne, der Rhön (Kreuzberg bei Bischofsheim), des Westerwaldes (Hartenfelser Kopf), und besonders die Leucitophyre des Niederrheins und Kaiserstuhls liefern gute Beispiele.

Der makroskopisch schon von Blum erkannte Zirkon ist nur sehr vereinzelt und keineswegs allenthalben in den bekannten Formen nachzuweisen. Blumrich betrachtet ihn als Fremdling in dem mehrfach erwähnten Phonolith vom Hohen Hain bei Mildenau, wo er ihn nur in zwei Körnern antraf, deren grösseres einen Kranz parallel gestellter Nadeln trug, die wahrscheinlich Hainit sind, und die man dann als eine Art Resorptionshof ansehen darf.

Unter den Übergemengtheilen ist der Titanit in gelblichrothen bis grüngelblichen und farblosen idiomorphen Individuen, seltener in Körnern ungemein verbreitet und fehlt nur selten ganz. Theils in der bekannten, durch (123) stumpf-säulenförmigen Gestalt, häufiger, wie es nach Lane's Untersuchung scheint, in einer durch herrschendes (011) prismatischen Form liefert er spitzrhombische Durchschnitte, welche oft sehr regelmässig durch die lange Diagonale zwillingshalbirt sind. Seltener verläuft die Zwillingsgrenze unregelmässig. — Der Titanit, dessen Bildungsperiode zwischen diejenige der Erze, des Zirkons und des Apatits (er umschliesst diese Mineralien) und der ältesten Bisilikate fällt, besitzt nicht

selten Glasinterpositionen. Die kleinen Titanitkörnchen der Grundmasse scheinen aus titanreichem Magnetit hervorgegangen zu sein. — In gewissen Leucitophyren (Perlerkopf) kommen neben grossen Titaniteinsprenglingen unvermittelt durch Zwischenglieder sehr mikroskopische, scharf idiomorphe Titanite in der Grundmasse vor, welche man für eine jüngere Generation halten möchte. — Umwandlung in Calcit und Quarz zeigt der Titanit der Kaiserstuhl-Phonolithe von Oberschaffhausen und der Endhalde bei Bötzingen.

Accessorische Mineralien von mehr zufälligem Auftreten sind der Melanit (reichlich in Leucitophyren von Rothweil, Oberbergen und vom Perlerkopf, spärlich in Phonolithen von Oberschaffhausen, Bötzingen, Hohentwiel, Pösigberg bei Hirschberg, Wolf's Rock am Land's End); — Olivin (Roche Sanadoire und Salesl nach Zirkel, Ravin de l'Usclade nach v. Lasaulx, Selberg bei Quiddelbach nach Emmons, Spitzcunersdorf nach Möhl, böhmisches Mittelgebirge nach Bořicky und Heldburg bei Gotha nach Luedecke, an letzterem Orte mit Einschlüssen von Glas und von kleinen braunen, sechs- und achteckigen Blättchen, welche parallel (010) des Wirthes liegen. Msid Gharian); — Spinell (böhmisches Mittelgebirge nach Bořicky, weiss mit (111) (100) (110) im Leucitophyr von Olbrück nach Christschoff, Bull. Soc. min. Fr. 1886. IX. 85, in Phonolith-Auswürflingen des Velay nach Boule); — Wollastonit (Kaiserstuhl); — Tridymit (öfters von Möhl erwähnt) wohl unsicher u. a.

Es ist sehr wahrscheinlich, dass auch die Ti- und Zr-reichen Silikate der Elaeolithsyenite in den Phonolithen vertreten sind und sich nur wegen geringer Dimensionen leicht der Beobachtung entziehen. So möchte man bei der Beschreibung des von Rosiwal „Akmit" genannten Minerals in einem Phonolith am W.-Fusse des Kenia an Ainigmatit denken; ebenso bei der Abbildung eines Phonoliths von der Kenia-Spitze. Natürlich ist das lediglich eine Vermuthung. — Ein wichtige Rolle spielt dieses Mineral in den Apachiten (S. 823).

Lacroix und Boule geben Laavenit aus den Phonolithen vom Suc de Montusclat, von Lardeyrols und Ardennes im Velay an.

Blumrich nannte Hainit ein Mineral, welches in der Grundmasse des Phonoliths vom Hohen Hain bei Mildenau in schwammigen Blättchen und zackigen Nädelchen, auf Aegirintrümchen im Phonolith und in kleinen mit pulverigen Zersetzungsproducten erfüllten Drusenräumen in Kryställchen auftritt. Es ist triklin mit den Flächen a (100) breit, b (010) schmaler, m (hko) sehr schmal.

Gemessen wurde $100 : 010 = 78^0\,14'$, $010 : hko = 31^0\,30'$ (annähernd). Berührungszwillinge mit (100) als Zwillingsebene sind nicht selten. Spaltung nach (010) ziemlich vollkommen, andeutungsweise auch nach (100). H = 5, spröde, spec. Gew. = 3,184. Hellweingelb, von der Spitze aus gesehen honiggelb. Diamantartiger Glasglanz. Optisch positiv. Ebene der optischen Axen nahezu senkrecht auf b (010) und geneigt zu a (100). Spitze Bissectrix nahezu senkrecht auf b. 2E sehr gross, Dispersion stark $\varrho > v$. In Schnitten senkrecht zur Prismenaxe tritt die stumpfe Bissectrix a fast senkrecht aus. Auf a (100) gerade Auslöschung, auf b (010) ist die Neigung von a zur Kante a/b = 4^0. Die Auslöschung ist unvollständig, vielleicht infolge starker Dispersion. Auf Schnitten senkrecht zur Prismenkante ist die Neigung von c zur Trace von (100) = $16^0\,5'$. Die Hauptzone hat optisch negativen Charakter. n = 1,7 etwa, stärker als bei Apatit, $\gamma - \alpha = 0{,}012$ etwa, c blass weingelb, b noch heller, a farblos und $c > b > a$. Nach mikrochemischen Reactionen ist der Hainit ein Silikat mit Na, Ca, Ti, Zr. Mg und Al fehlen. In der Bunsenflamme zur Kugel schmelzend. HCl und HFl zersetzen den Hainit rasch, concentrirte Schwefelsäure langsam, verdünnte rasch. Bei einer gewissen Concentration der Schwefelsäure bedeckt sich der Hainit mit einem Filz von Gypsnadeln und mit zarten, optisch positiven, hexagonalen Prismen, wie der Rinkit und Cerit, daher ist er vielleicht Ce-haltig. — Blumrich wies denselben ferner nach in den nephelinreichen Phonolithen vom Selnitzberg und Borschen bei Bilin, Brüxer Schlossberg, Spitzberg bei Brüx und in den trachytoiden Phonolithen vom Geiersberg bei Friedland und Tannenberg bei Kreibitz.

Auf langgestreckten schmalen Drusenräumen im nephelinreichen Phonolith des Hohen Hain treten Albit in einfachen Tafeln nach M und in Zwillingen solcher nach Karlsbader Gesetz, Hainit, Aegirin (fast nur da, wo die Drusenräume durch aegirinreiche Flecke der Gesteinsgrundmasse laufen), Nephelin selten, Chabasit sehr vereinzelt, Nosean (nur in einem Drusenraum gesehen) auf; der Rest der Drusenräume ist mit Analcim erfüllt. Die Füllung dieser Drusenräume wird — gewiss mit Recht — analog den Pegmatitgängen im Augitsyenit des Langesund erklärt.

Die Grundmasse der phonolithischen Gesteine ist wohl meistens holokrystallin und besteht ganz vorwiegend aus wechselnden Mengen von Sanidin, Nephelin und Aegirin, welcher nur in seltenen Fällen von Diopsid oder Augit mehr oder weniger ersetzt wird. Wo diese

Grundmasse deutlich hypokrystallin wird, da gesellt sich zu den genannten Mineralien, meistens unter merklichem Zurücktreten des Pyroxen, in durchweg untergeordneter Menge eine fast allenthalben farblose Glasbasis; sie hat einen Stich ins Röthliche am Hohen Hain bei Mildenau. Dieselbe tritt niemals in Form einer Mesostasis oder Zwischenklemmungsmasse, sondern als ein oft mehr aus der Verwebung der krystallinen Gemengtheile logisch zu erschliessender, als direct erkennbarer, stets spärlicher Kitt auf. Nur in den seltenen Fällen, wo sie reichlicher erscheint, ist sie wohl auch durch sehr winzige globulitische Ausscheidungen gelblich oder grünlich gefärbt (Olbrück, Hannebacher Ley). Glasreich sind die Phonolithe der Limagne (La Rochette und Chaux-Montgros nach Michel-Lévy). Ob dieses Gesteinsglas wasserhaltig oder wasserfrei sei, darüber fehlen bisher Untersuchungen. Solche Glasbasis wurde bereits bei den ersten mikroskopischen Untersuchungen phonolithischer Gesteine von Zirkel, v. Lasaulx, Bořicky und Vogelsang beobachtet. Als günstig für ihr Studium sind gewisse Vorkommnisse vom Hohentwiel, Brüxer Schlossberg, Hochwald bei Zittau, nach Siegert auch manche Lausitzer nephelinitoiden Phonolithen zu empfehlen. — In reichlicher Menge enthalten die obsidianähnlichen Schlackenkrusten von Phonolithströmen der Canarischen Inseln eine Glasbasis; sie ist gelbbraun bis tiefbraun durchsichtig und überraschend arm an mikrolithischen oder krystallitischen Ausscheidungen. Auch verdient es Erwähnung, dass sie keinesfalls, wie man erwarten möchte, immer mit Säuren gelatinirt.

Classification und Structur der phonolithischen Gesteine.

Bei dem hier angenommenen Umfang der Familie der phonolithischen Gesteine ergiebt sich als unabweislich eine Dreigliederung, je nachdem mit dem Sanidin sich allein Nephelin, oder Leucit, oder endlich diese beiden Mineralien als feldspathige Gemengtheile associiren. Die erste Reihe nennen wir Phonolithe schlechthin, sie entspricht im Wesentlichen dem althergebrachten, als Phonolith bezeichneten Typus. Die Sanidin-Leucitgesteine der neovulkanischen Ergussreihe mögen Leucitphonolithe heissen; ihr Umfang ist gering und umschliesst die Leucittrachyte vom Rath's und J. Roth's, sowie einige bald als Leucitophyre, bald als Leucitbasalte bezeichnete Gesteine. Wenn neben Sanidin unter den Einsprenglingen Nephelin und Leucit auftreten, so stellen wir das Gestein zu den Leucito-

phyren. Hierher gehören Gesteine, welche z. Th. schon lange diesen Namen tragen und andere, welche man Noseanphonolithe, Leucit-Melanitgestein u. s. f. benannt hat.

Die weitaus grösste Reihe bilden die eigentlichen **Phonolithe.** Schon die zahlreichen Partial-Analysen, welche wir von diesen Gesteinen besitzen, lassen ein grosses Schwanken in dem relativen Mengenverhältniss von Sanidin und Nephelin in den Beziehungen des in Säure löslichen und des unlöslichen Theils erkennen. Hierauf ist, da auch mikroskopisch diese Differenz bedeutsame structurelle Unterschiede bedingt, das Hauptgewicht für die weitere Eintheilung zu legen, während das mehr oder weniger unbedingte Vorherrschen von Aegirin oder Augit bei der so sehr untergeordneten Bedeutung der Bisilikate in den Phonolithen, oder das Vorhandensein und Fehlen eines Minerals der Sodalithgruppe höchstens zur Bildung von Unterabtheilungen benutzbar ist. Die einzige bisher auf Grund mikroskopischer Untersuchungen unternommene Systematik der Phonolithe, welche Beachtung verdient, von Bořicky, geht von ähnlichen Erwägungen aus, stellt jedoch das Hauynmineral als gleichwerthig mit Sanidin und Nephelin und höherwerthig als Leucit hin und gelangt so zu drei Hauptabtheilungen: 1) Nephelinphonolithen, 2) Noseanphonolithen, 3) Sanidinphonolithen, deren jede nach dem Vorhandensein von Leucit und Oligoklas in Unterabtheilungen zerlegt wird. Wir beschränken uns darauf, die eigentlichen Phonolithe nach der Herrschaft des Sanidins oder Nephelins, welche sich besonders in der Zusammensetzung der Grundmasse, weit weniger in den Einsprenglingen ausprägt, in trachytoide Phonolithe und nephelinitoide Phonolithe zu zerlegen. Diese beiden Gruppen sind trotz bedeutsamer Unterschiede in ihren typischen Vertretern durch sehr allmählige Übergänge verknüpft; sie verfliessen oft an ein und derselben Localität ineinander. Ob jedoch ein solcher Wechsel in der Zusammensetzung auch bei einem und demselben Ergusse stattfinde, darüber liegen kaum sichere Anhaltspunkte vor.

Die trachytoiden Phonolithe schliessen sich unmittelbar, wie ihr Name andeuten soll, an die Trachyte und zwar speciell an die sog. Akmit- und Sodalith-Trachyte an. Sie unterscheiden sich von denselben eben nur durch den geringen Nephelingehalt, welcher auch für ein geübtes Auge nicht immer leicht ohne Tinction des mit Salzsäure behandelten Schliffs erkennbar wird. Die kleinen Nephelineinsprenglinge sind gewöhnlich zwischen die Sanidinmikro-

lithenströme eingeklemmt und kommen erst bei sehr dünnen Präparaten zum Vorschein. Die Structur wiederholt genau die bei den genannten Trachyten besprochenen Verhältnisse; auch ist in dieser Gruppe die den trachytischen Gesteinen eigene Porosität sehr verbreitet, und auf den Porenwandungen sitzen dann wohl kleine Nephelinkrystalle auf, welche nicht wie Drusenmineralien auf der glatten Wand haften, sondern wie die Gemengtheile des Granits bei miarolitischer Ausbildung des Gesteins aus der Gesteinsmasse heraus mit idiomorpher Termination in den Hohlraum ragen. Die Sanidinleistchen der Grundmasse sind allenthalben deutlich fluidal geordnet. — Die Gesteine haben fast stets hellgrüne oder hellgelbliche bis gelblichgraue Farbe und entbehren mehr des öligen Glanzes der nephelinitoiden Phonolithe. — Repräsentanten dieser Gruppe begegnen wir im Westerwald (Mahlberg bei Montabaur), in der Lausitz (Olbersdorf, Grosschönau), in Böhmen (Georgenthal, Gegend von Aussig u. a. O.), auf dem französischen Centralplateau (Griounaux, Pas de Compains, La Tenisse und Griou im Cantal, Liberté in der Ardèche; nach Fouqué bildet in Thiézac im Cantal nephelinarmer trachytoider Phonolith die Oberfläche eines nephelinreichen Phonoliths), am Monte Ferru auf Sardinien, auf den Inseln des Grünen Vorgebirges nach Doelter (seine Hornblendephonolithe gehören ganz, seine Augitphonolithe z. Th. hierher), im Vogelsberg nach Sommerlad (Häuser Hof bei Salzhausen, Schwarze Elz bei Herchenhain), bei Aden nach Tenne, in den Black Hills von Dakota nach Caswell und Pirsson. — Bindeglieder zwischen dieser und der nächsten Gruppe liefern dieselben Gebiete, die Rhön, der Hegau (am Hohentwiel) und der Kaiserstuhl (Oberschaffhausen). In dem letztgenannten, durch seine Einschlüsse von Gesteinen des Grundgebirges bekannten Vorkommen treten bisweilen eigenthümliche Nester von grossen Melanitkrystallen nebst grünem Augit, oft trübem Nephelin und etwas Feldspath in grobkörnigem Gewebe und mit hypidiomorph-körniger Structur auf, welche gegen das normale Gestein hin von einem recht continuirlichen Aegirinkranz umrandet werden. Diese Nester sind durch mancherlei Zwischenglieder mit den bekannten sog. Schorlomitkörnern verbunden. Ob hier Einschlüsse eines fremden Tiefengesteins, oder aber intratellurische Concretionen aus dem Phonolithmagma selbst vorliegen, ist nicht mit voller Sicherheit zu entscheiden. — Verwandt hiermit ist wohl das Vorkommen von Nestern aus brauner Hornblende, grünem Augit, Sanidin und Nephelin in grobkörnigem Gewebe in einem Phonolith von der

Ribeira da Torre auf S. Antão, welches Doelter beschreibt. — Ähnliches kommt auch im Elbthal vor.

Zu den trachytoiden Phonolithen gehört auch das von Hatch beschriebene (vergl. S. 800) carbonische Vorkommen aus den Carlton Hills bei Edinburgh. — Mehr nach den phonolithoiden hin neigen schon die palaeozoischen Phonolithe von der Serra dos Poços de Caldas an der Grenze von San Paulo und Minas Geraes, deren Entdeckung wir Derby verdanken.

Wenn bei starkem Zurücktreten des Nephelin neben dem Sanidin viel Plagioklas vorhanden ist, womit ein starkes Anwachsen der Augitmikrolithe und des Magnetits in der Grundmasse Hand in Hand zu gehen pflegt, so werden die Gesteine schwarzgrau bis fast schwarz und erhalten mikroskopisch den Habitus mancher basaltoider Augit-Andesite (Seeleshof, Kreuzberg bei Bischofsheim in der Rhön, Risco blanco auf Tenerife). Bleibt der Nephelingehalt ein etwas höherer und tritt der Sanidin mehr oder weniger vollständig aus dem Gesteinsgewebe heraus, dann entwickeln sich tephritoide Facies, wie z. B. bei Klein-Priesen in Böhmen und an der Ribeira da Barca auf S. Thiago (nach Doelter). — Auch ohne Wucherung von Plagioklas entwickeln sich wohl gelegentlich basaltoide Modificationen im Phonolith durch starkes Anwachsen von Augit in der Grundmasse, wie das z. B. Sauer vom Schlössel bei Hammer-Unterwiesenthal im Erzgebirge beschreibt. Einsprenglinge von grossen Sanidinen und Nester von schwarzer Hornblende mit oder ohne Titanit, Nephelin, Augit und Sanidin in hypidiomorphem Gefüge liegen in einer aus Augit und Sanidin nebst spärlichem Nephelin, schwarzgesäumter Hornblende und Titanit aufgebauten Grundmasse. — Durch reichliche Hauyn- und Melanit-einsprenglinge zeichnen sich die benachbarten normalen trachytoiden Phonolithe vom Kleinen Spitzberge, durch eine Mandelsteinstructur mit fluidaler Streckung der Mandeln der amphibolreiche, mit zahlreichen Kalkeinschlüssen durchspickte, Phonolithgang im Kalkbruch bei Hammer-Unterwiesenthal aus.

Zu den trachytoiden Phonolithen gehören nach Michel-Lévy auch diejenigen des Mont Dore, welche Ströme und NNW. streichende Gänge bilden.

Die nephelinitoiden Phonolithe charakterisiren sich für das blosse Auge durch grosse Dichte, vollkommene Compactheit, sehr glatten und ebenen bis flachmuscheligen Bruch, fettigen Glanz bei meistens grünlicher oder bräunlicher Farbe. Sie haben die

bei weitem grösste Verbreitung und werden z. B. im Hegau durch die Vorkommnisse vom Mägdeberg, Hohenkrähen, Heilsberg, Hohentwiel*, im böhmischen Mittelgebirge durch Teplitzer und Brüxer Schlossberg, Mileschauer, Lobositz, Aussig, in der Lausitz durch Zittau und seine Umgebung, in der Rhön durch die Steinwand, den Stellberg und den Grossen Ziegenkopf bei Klein-Sassen, Milseburg und Bubenbadstein, in Thüringen durch die Heldburg bei Gotha nach Luedecke (sollte dessen Heldburgit aus diesem Gestein vielleicht Anatas sein?), in Centralfrankreich durch Thiézac und Gerbier de Jonc im Velay, Combarieu, Puy Cordé, Kuppe N. vom Puy Gros (nach Michel-Lévy) im Mont Dore, in England durch Wolf's Rock am Landsend, auf den Canarien durch zahlreiche Fundorte auf Tenerife, Canaria und Gomera, spärliche auf den Cabo-Verde-Inseln (nach Doelter) vertreten, Diego Suarez auf Madagascar (nach Fouqué). — Die Übergänge dieser Gruppen liegen einerseits nach den trachytoiden Phonolithen hin, andererseits nach den Nepheliniten, Nephelinbasalten und verwandten Gesteinen, mit welchen sie auf den Inseln des Grünen Vorgebirges, auf Fernando de Noronha, auf der Kerguelengruppe und an andern Orten (Rhön, Böhmen, Hegau) direct vergesellschaftet sind. Ihre Structur wechselt insofern, als bei den sanidinreicheren Varietäten dieses Mineral mit Nephelin und Aegirin eine panidiomorph-körnige Grundmasse bildet, deren richtungslose Structur auch durch kleine Mengen einer Glasbasis nicht geändert wird, während in den sanidinarmen Gesteinen das dichte Gedränge der quadratischen und hexagonalen Nephelinschnitte nach einer recht passenden Bezeichnung von Bořicky den Eindruck eines pflanzlichen Zellengewebes auf das Auge macht (Taf. V Fig. 3), welche durch die äusserst zierlich zwischengeklemmten Aegirinnädelchen und Fetzen nur noch erhöht wird. Eine eigenthümliche Modification erhält diese Structur dadurch, dass sich die Aegirin-Individuen bald zu rundlichen, augenartigen Massen häufen, bald zu vielfach verzweigten, blumenkohl-

* Nach Cushing und Weinschenk wäre ein grosser Theil der Hegau-Phonolithe frei von Nephelin und enthielten Nosean in zwei Generationen. Insbesondere wären nephelinfrei die Gesteine des Hohentwiel, Hohenkrähen, Plieren und des Wäldchens hinter Duchtlingen. Für die Gesteine des Hohentwiel und Hohenkrähen sind diese Angaben unrichtig, die andern Gesteine sind mir unbekannt. Nach denselben Autoren sind die grossen Einsprenglinge neben Sanidin nicht Nosean, sondern Hauyn. Das ist möglich, Hornblende soll ganz fehlen; ich habe sie selbst am Hohentwiel gesammelt. Das Gestein vom Staufen soll Leucit führen; ich kann ihn nicht finden.

und farnkrautähnlichen Gebilden aggregiren, bald tangential und radial um die Nepheline ordnen. Es entsteht dadurch ein sehr charakteristisches Gefüge, welches man wohl Ocellar-Structur nennen könnte. Dieselbe findet sich in ausgeprägtester Weise auch bei den Leucitophyren. — Diese nephelinitoiden Phonolithe scheinen ganz ausserordentlich zur Zeolithisirung zu neigen. Wo diese einen besonders hohen Grad erreicht und anscheinend in bestimmten Richtungen fortschritt, da wird das Gestein oft von sich kreuzenden Bändern durchzogen, welche recht ähnlich den Quetschzonen der dynamometamorphen Tiefengesteine und krystallinen Schiefer aussehen, hier aber doch wohl nur durch die mit der Zeolithisirung nothwendig verbundene Volumzunahme des Gesteins bedingt sind. — Auch bei diesen Gesteinen ändert der Eintritt geringer Basismengen in die Grundmasse nichts an den beschriebenen Structurverhältnissen. — Die feindrusige Structur der trachytoiden Phonolithe kommt in dieser Gruppe kaum vor; dagegen entsteht durch oberflächliches Auswittern von Nephelin und Hauyn wohl eine secundäre poröse Beschaffenheit, welche indessen nur selten ins Innere der Gesteine eindringt. — Mandelsteinstructur ist äusserst selten.

K. von Fritsch und W. Reiss beschrieben an trachytoiden und nephelinitoiden Phonolithlaven, sowie an solchen anderer (trachytischer und andesitischer) Natur eine eigenthümlich breccienartige, schon oben bei dem Piperno von Pianura erwähnte Structur, welche dadurch entsteht, dass wenigstens „zweierlei durch das Gefüge unterschiedene Massentheile“ in „wohl geordnet“ erscheinender Vertheilung das Gestein bilden; sie nennen diese Structur eutaxitisch. Die Einsprenglinge in den beiderlei, den Gesteinen ein bald gebändertes, bald geflammtes, bald geflecktes Aussehen verleihenden Massentheilen sind dieselben. Von den beiden Bestandmassen ist nach v. Fritsch die eine stets mikro- bis kryptokrystallinisch, etwas locker und porös, von braunen, selten gelblich- bis grünlichgrauen Farben; diese überwiegt und umschliesst Flasern und eckige Stücke der zweiten Bestandmasse von dunklerer Farbe, compacter und dabei glasiger oder dichter Structur. Danach liegt hier wesentlich eine bei allen Ergussgesteinen gelegentlich vorkommende, schlierige Verwebung von structurell (wohl auch stofflich) etwas verschiedenen Ausbildungsformen desselben Magmas vor, worauf auch schon die genannten Autoren hinweisen. Doch glaubt Reiss genetisch zweierlei Eutaxitformen unterscheiden zu sollen,

die eine bedingt durch structurelle Differenzirung eines einheitlichen Magmas, die andere entstanden durch Einschmelzen fremder Gesteinsstücke. Gesteine der ersten Art nennt er nach dem phlegräischen Vorkommen Piperno, solche der zweiten Art nennt er Agglomeratlaven.

Eine secundäre Structurform liegt nach v. Fritsch und Reiss in den sogenannten „gefleckten Phonolithen“ vor, bei denen dunkle Partieen wie unzersetzte rückständige Theile bei einer theilweisen Auslaugung und Zersetzung des Gesteins aussehen, während die helleren Theile der auffallend ausgebleichten, mürben Verwitterungsrinde vieler Phonolithe gleichen. Solche gefleckte Phonolithe wurden mehrfach als äussere Rindentheile von Phonolithgängen und Strömen beobachtet. Sauer untersuchte zwei Vorkommnisse vom Roque del Pino und Guajara-Pass auf Tenerife und fand, dass diese secundäre Structur auf folgende Weise entstand. Es bildeten sich im Gestein übereinstimmend mit der Richtung der plattenförmigen Absonderung z. Th. mikroskopische, z. Th. grosse spaltenähnliche Hohlräume, auf deren Wandungen die Auslaugungsproducte des Gesteins sich drusig in kurz prismatischen Krystallen absetzten, die wahrscheinlich dem Natrolith angehören. An den Spitzen dieser Kryställchen sitzen hie und da kleine Magnetitkrystalle auf, von denen angenommen wird, sie seien bei der Krystallisation des Natroliths mit in die Höhe gehoben; — eine Annahme, die keineswegs wahrscheinlich klingt. Die Natrolithprismen sind nicht in einem einzigen Act, sondern in zwei Stadien entstanden, wie man an einer Zonenbildung derselben bemerkt, deren Grenze durch eine feine Schicht zarten grauen Staubes markirt wird. Auf die Periode der Natrolithbildung folgt ein Absatz von Analcim, der z. Th. den Rest des Hohlraums erfüllt, z. Th. auch die angrenzenden Gesteinspartien durchtränkt. So weit ist der Process der einer secretionären Bildung. Dazu gesellen sich zumal an den Stellen, wo die Zeolithmasse in das Gestein verläuft, concretionäre Kugelbildungen von sehr verschiedenen Dimensionen und wechselnder Häufigkeit. Diese Sphäroide bestehen aus radialgeordneten, dicht gedrängten Aggregaten sehr zarter, stark grau bestäubter Nädelchen und werden für eine Substanz der Chloritfamilie gehalten. Die Häufung dieser concretionären Gebilde an den peripherischen Theilen der Zeolithsecretionen bedingte die oft recht regelmässige sphäroidale Abgrenzung derselben gegen das Gestein.

Ihrer mineralogischen Zusammensetzung nach erlauben die

nephelinitoiden Phonolithe wohl nur eine weitere Gliederung nach dem Vorhandensein oder Fehlen eines Hauyn-Minerals. Da sie ziemlich ausnahmslos den Aegirin allein oder neben Augit als wesentlichen farbigen Gemengtheil führen, so kann eine Berücksichtigung der Bisilikate keine brauchbaren Anhalte liefern. Und selbst das Fehlen oder Auftreten eines Hauyn-Minerals dürfte nur bei Localuntersuchungen verwerthbar sein. Am eigentlichen Gesteinscharakter ändert dasselbe nichts.

Einen eigenthümlichen Typus der nephelinitoiden Phonolithe bilden die **Apachite** Osann's, welche als Decke an dem Muerto Camp und als Gerölle im Limpia Creek in den Apache Mountains, Westtexas, beobachtet wurden. Es sind graue, röthlich verwitternde, mittel- bis feinkörnige, dünnplattige, fettglänzende Phonolithe mit Einsprenglingen von spärlichem Sanidin in Tafeln nach M und Nephelin, der leicht trübe weiss und röthlich verwittert und ausgewaschen wird. Der Nephelin wird von Pyroxen-Amphibolkränzen umgeben, welche die Oberfläche des Gesteins fleckig erscheinen lassen. Farbige Gemengtheile sind: 1) Hellgrauer Diopsid mit $c : c = 41^0$, älter als Aegirinaugit, Aegirin und Amphibol. Der Diopsid ist nicht scharf idiomorph, sondern corrodirt und wird von Aegirinaugit und Aegirin, seltener von Amphibol umwachsen. Er ist compact, enthält Glaseinschlüsse und herrscht in dem centralen grobkörnigen Theile der Decke. Nach dem Hangenden der Decke hin werden die Mäntel von Alkalipyroxenen immer breiter und verdrängen den Diopsid nach und nach fast vollständig. Aegirinaugit und Aegirin treten in den feinerkörnigen Gesteinen der Decke selbständig in ausgefaserten Prismen auf und sind dann poikilitisch durchwachsen von Feldspath und Nephelin. Diese werden nach aussen hin immer mehr vorherschend und der Aegirin bildet nur noch feine Zwickel zwischen ihnen und verschwindet dann förmlich in der Grundmasse, wobei er aber stets mit dem centralen Kern parallel orientirt bleibt. — Dieselbe Erscheinung zeigen die Amphibole. Diese sind in dem gröberkörnigen centralen Theil der Decke braun bis grünlichbraun, barkevikitisch, mit a hellbraun bis gelbbraun, b dunkelbraun, z. Th. mit Stich ins Grüne, c dunkelgrün bis grünbraun und $c > b > a$, wobei die Farbe oft fleckig an einem und demselben Individuum wechselt. Die Auslöschungsschiefe auf (010) ist $c : c = 15^0$. In den feinerkörnigen Abarten wird dieser Amphibol verdrängt von einem andern arfvedsonitischen mit $c : a$ bis zu 20^0 und mit a dunkelgrünblau bis reinblau, b dunkel-

braungrau bis rauchgrau, c hellgelbbraun bis fast farblos. $\gamma - \alpha$ ist klein, die Bissectricen-Dispersion stark. Diese beiden Amphibole sind lappig-schwammig und jünger als die Pyroxene. — Am Limpia Creek fehlen die Amphibole und schwammig-lappiger Ainigmatit nimmt ihre Stelle neben Aegirin ein. Auch sonst kommt Ainigmatit nicht eben spärlich vor; er verwittert zu einem Gemenge von Eisenerzen und einer grüngelben, oft fasrigen Masse mit Aggregatpolarisation. — Die Grundmasse-Feldspathe sind ebenfalls Tafeln nach M, ohne idiomorphe Begrenzung in der Zone der Orthodiagonalen. Sie sind parallel und fluidal angeordnet, und erscheinen somit rundlich auf Schliffen parallel der Gesteinsplattung, schmal leistenförmig bei dazu senkrechter Schnittlage. In dem poikilitischen Gemenge aus Aegirin, Arfvedsonit und Ainigmatit erscheinen sie in der ersten Lage ebenso rundlich, in der zweiten scheinen sie stromartig durch diese hindurchzufliessen. Sie erweisen sich senkrecht zu ihrer Längsrichtung mit Albitlamellen mikroperthitisch durchwachsen. Wittert dieser aus, so füllen sich die Canäle, die er parallel zur Trace eines Orthodoma hinterlässt, mit Verwitterungsproducten (Muerto Spring). — Neben den spärlichen Sanidin-Einsprenglingen finden sich grössere Feldspathe mit undulöser Auslöschung. was auf reichliche Beimengung von Na-Feldspath zurückgeführt wird (Kryptoperthit). Der Nephelin ist idiomorph und umschliesst viel Grundmasse-Feldspathe, auch im Centrum. — Eine farblose Basis ist nur spärlich vorhanden. — Die Selbständigkeit des Apachit-Typus gründet Osann auf den Reichthum an jüngeren Amphibolmineralien, auf die mikroperthitische Natur des Feldspathes und die Anwesenheit des Ainigmatit.

Über die glasigen Formen der trachytoiden und nephelinitoiden Phonolithe, über Phonolithvitrophyre oder **Hyalophonolithe** wissen wir wenig. Die leichte Krystallisation der verhältnissmässig basischen und alkalireichen Magmen steht einer vitrophyren Erstarrung offenbar hindernd entgegen. So kennt man Hyalophonolithe als Krusten von Phonolithlaven auf den canarischen Inseln durch v. Fritsch und Reiss, ohne jedoch genauere mikroskopische Beschreibungen davon zu haben. In einem eutaxitischen Phonolith von der Fortaleza de Tigaiga auf Tenerife, dessen geologische Beschreibung die genannten Autoren (l. c. S. 158) geben, sind die dichten Schlieren ein mit cumulitischen und krystallitischen Gebilden derart erfülltes Glas, dass dasselbe ein fast mikrofelsitisches Aussehen gewinnt. Erkennbar sind trichitische und mikro-

lithische Sanidine und Aegirine, sowie einzelne Sanidin- und Hauyneinsprenglinge. Nephelin ist auffallenderweise nicht nachweisbar. Man wird versucht, nach Analogie der von Fouqué und Michel-Lévy an künstlichen Darstellungen gemachten Erfahrungen einen Theil der fasrigen, chalcedonähnlichen Krystallitaggregate für Nephelin zu halten. — Laube beschreibt (L. J. 1877. 185) einen Phonolithpechstein vom Schmiedeberger Schloss bei Weipert im Erzgebirge, in dessen mit Trichiten und Krystalliten erfüllter brauner Basis neben Sanidin und Magnetit auch Nephelin ausgeschieden sein soll. Das Gestein enthält keinen Nephelin, sondern Quarz.

Die Reihe der **Leucitphonolithe** wurde durch G. vom Rath's unermüdlichen Forschereifer zunächst aus Mittelitalien, aus dem latinischen Eruptivgebiet bekannt. So findet sich unter den Gesteinen der Umgebung des Sees von Bracciano nördlich von Rom der normale Typus dieser Reihe in naher geologischer Beziehung zu trachytischen und liparitischen Felsarten einerseits, zu Leucititen und Leucittephriten andererseits. Ferner gehört hierher das Gestein aus dem ciminischen Gebirge, welches vom Rath als Trachyt beschreibt und von welchem er angiebt, dass es in einer dichten bis körnigen Grundmasse Sanidin, Augit, Magnetit, Titanit, Hauyn und accessorisch Leucit enthalte. Ebenso muss man nach der hier adoptirten Nomenclatur den Leucit-Trachyt von Viterbo (vergl. jedoch S. 757) desselben Forschers zu dem Leucitphonolith stellen. Das Gestein enthält Krystalle von Sanidin, Leucit, Augit, Glimmer, Magnetit und Titanit in einer Grundmasse von Sanidin, etwas Plagioklas, Augit, Magnetit und einem spärlichen Magma, d. h. amorpher Basis. Man sieht, dass alle die Varianten der Nephelinphonolithe sich hier wiederholen; bald ist eine structurlose Basis vorhanden, bald fehlt sie; das relative Mengenverhältniss von Sanidin und Leucit schwankt derart, dass das letztere Mineral bald als wesentlich, bald nur als accessorisch angegeben wird; unter den Bisilikaten wird allenthalben der Augit genannt; Plagioklas ist nur spärlich vorhanden, Titanit fast ausnahmslos. Auch der Hauyn wird genannt, wenn auch nur in einem der citirten Vorkommnisse.

Bucca unterscheidet am Bolsener See: 1) Leucittrachyte mit Leucit in zwei Generationen, 2) Leucittrachyte in Übergang zu Leucitophyr mit nur spärlichem Leucit der Effusionsperiode, reichlicherem der ersten Generation, und 3) Leucitophyre ohne älteren und mit reichlichem jüngeren Leucit. — Ich

bezeichne seine Leucittrachyte als Leucitphonolithe. Sie haben trachytischen Charakter mit Einsprenglingen von Sanidin, Leucit, Biotit, Augit und Magnetit. Der Sanidin ist corrodirt, aber während der Effusionsperiode wieder mit einem sehr wasserhellen Saum von Feldspathsubstanz umwachsen, welcher den oft recht grossen Sanidinen der Grundmasse vollständig fehlt. Der Biotit ist reichlich vorhanden, der Pyroxen scheint nach Bucca's Beschreibung Aegirinaugit zu sein. Die Grundmasse besteht aus Sanidinleistchen, etwas Augit, Magnetit, Leucit und Biotit (heller als der Einsprenglingsbiotit) und einer z. Th. entglasten Basis. Hierher gehören die Gesteine von Bagnorea, Monte Panaro bei Bagnorea, Umgebung von Acquapendente (mit Plagioklas, blauem Hauyn und radialstrahligen Pseudomorphosen von Feldspath nach Leucit, die bisweilen noch Leucitreste enthalten; der Hauyn erscheint umschlossen von Leucit und Pyroxen), Monte della Pieve, Casal Collina, Latera, Gradoli, Casal Sconfitta. — Bucca's Leucitophyre würde ich leucititische Leucitphonolithe nennen; er beschreibt sie von Latera, Valentano und Piano di Repe. — C. Klein beschreibt ein Vorkommen von Gradoli als Leucitophyr.

Nach der Beschreibung Bucca's gehören ferner zu den Leucitphonolithen gewisse Gesteine von der Roccamonfina, die er Leucitophyre nennt. Dahin rechne ich das Muttergestein der bekannten grossen Leucite, dessen Grundmasse wesentlich aus Sanidin mit etwas Plagioklas und spärlichem Leucit nebst gelblichgrünen, in andern Proben auch orangegelben Augitmikrolithen und Magnetit, hie und da in fleckiger Anhäufung, besteht, während Leucit, Sanidin und pleochroitischer Augit (Aegirinaugit) die Einsprenglinge bilden. Solche Abarten finden sich über dem Dorfe Orchi zwischen Roccamonfina und Conca. Bei Valogni piccolo liegen die grossen Leucite mit Einschlüssen von idiomorphem Augit und von Grundmasse in einer braunen Glasbasis mit zahlreichen Mikrolithen von Leucit, ungestreiftem und gestreiftem Feldspath und spärlichem, stark pleochroitischem Augit. Das wäre also ein vitrophyrischer Leucitphonolith. — Bedeutsam ist die Verbreitung des Plagioklas, welcher die Gesteine den latinischen Leucittephriten nahe stellt. — Für die Physiographie des Leucits ist hervorzuheben, dass Bucca die auffallende Sprödigkeit der grossen Einsprenglinge betont; er erklärt dieselbe z. Th. durch Verwitterungsvorgänge, führt sie aber z. Th. auch auf die Einwirkung hoher Temperatur (cottura) zurück. Ein solches Verhalten ist gerade bei recht grossen Individuen eines

Minerals leicht verständlich, welches sich, wie der Leucit, in einem labilen Moleculargleichgewicht befindet. So beobachtet man ja auch die durch dasselbe Verhältniss bedingten optischen Anomalien an den grösseren Krystallen, sie kommen nur selten zur Erscheinung bei den sehr mikroskopisch kleinen.

Nur in losen Stücken, nicht in anstehendem Gestein kennen wir Leucitphonolithe aus den Tuffen der phlegräischen Felder bei Neapel und auf den Inseln Procida und Vivara durch die Beschreibungen von J. Roth, der diese Vorkommnisse leucitführende Sanidintrachyte nennt.

Die Leucitphonolithe der Gegenden von Bracciano, Bolsena und Viterbo bedürfen dringend einer geologisch-petrographischen Untersuchung.

Die **Leucitophyre** bilden ebenfalls nur eine kleine, bisher aus dem niederrheinischen Vulkangebiet, aus dem Kaiserstuhl und aus dem Erzgebirge bekannte Reihe. Die Vorkommnisse von der Ruine Olbrück, vom Perlerkopf, von Hannebach, Engeln und Rieden, sowie von dem Eichberge bei Rothweil im Kaiserstuhl, dessen Leucit zu Analcim pseudomorphosirt ist, bilden die typischen Vertreter, während das nur in der Grundmasse leucitführende, durch seinen Ittnerit und Skolopsit bekannte Gestein vom Steinriesenweg bei Oberbergen im Kaiserstuhl das Bindeglied nach den eigentlichen Phonolithen hin bildet. Zu der maassgebenden Einsprenglingscombination Sanidin-Leucit-Nephelin gesellt sich allenthalben Hauyn und Titanit, fast allenthalben Melanit. Wo Augiteinsprenglinge vorkommen, gehören sie den alkalireichen pleochroitischen Augiten an. In der Grundmasse herrschen Nephelin und Leucit. Sanidin tritt meistens stark zurück, Aegirin umsäumt gern die Nepheline und Leucite und giebt der richtungslosen Structur einen oft sehr prägnanten Ocellarhabitus. Accessorisch ist Biotit mit Rubellan-ähnlichem Charakter gelegentlich vorhanden. Die Grundmasse ist meistens holokrystallin und panidiomorph, doch kommen gelegentlich, zumal bei Hannebach deutlich, kleine Mengen einer gelblichen Glasbasis zur Wahrnehmung. — Die nächsten verwandtschaftlichen Beziehungen dieser Gesteine liegen nach den Leucittephriten und Leucititen hin, mit denen sie auch z. B. am Kaiserstuhl und im Erzgebirge geologisch associirt sind. Mineralogisch giebt sich das durch einen oft nicht unbeträchtlichen Gehalt (Perlerkopf) an mikroskopischen braunen Oktaëdern kund, welche ich für Perowskit halte.

Zu den Leucitophyren gehört nach Deecke auch ein Gang bei Le Braidi unfern Melfi am Monte Vulture; das Gestein führt accessorisch Melanit.

Chrustschoff beschreibt einen aphanitischen Leucitophyr von palaeozoischem Alter aus der Steinigen Tunguska in Sibirien. Seine Darstellung gemahnt lebhaft an Leucittinguáite.

Dass wir in den phonolithischen Gesteinen die Aequivalente der Elaeolithsyenite zu sehen haben, wurde bereits in der ersten Auflage dieses Buches (1877) ausgesprochen und erwiesen. Das ist auch der Grund, warum diese Gesteine so oft Einschlüsse von Elaeolithsyenit führen, und das ist in trefflicher Weise dadurch erhärtet, dass wir seit jener Zeit nach und nach fast alle Typen der phonolithischen Gesteine in der Elaeolithsyenitfamilie aufgefunden haben. Die Tiefen-, Gang- und Ergussbildungen der foyaitischen Magmen (H. R., Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine, T. M. P. M. 1889. XI. 145) sind heute vollständiger nachgewiesen und bekannt, als diejenigen der granitodioritischen Magmen. — Die eigentlichen Phonolithe stellen in der trachytoiden Untergruppe, die denn auch, wie oben gezeigt, unmerklich in die phonolithoiden Trachyte (Sodalithtrachyte und sog. Akmittrachyte) verläuft, die Effusivform der sich unmittelbar an die Pulaskite anschliessenden feldspathreichen Elaeolithsyenite dar. — Die nephelinitoiden Phonolithe entsprechen den elaeolithreichen Typen der foyaitischen Tiefengesteine, die Leucitphonolithe und Leucitophyre den Leucitsyeniten. Wie innerhalb dieser sich ein auffallend Ca-reiches Theilmagma abspaltet und die noch wenig bekannten Borolanite liefert, so begegnen wir in den Leucitophyren der Gruppe der sog. „Noseanmelanitgesteine“ des Perlerkopfes. — Dieselben Alkalipyroxene und Alkaliamphibole liefern die gleichen Untergruppen in den Tiefen-, Gang- und Ergussformen dieser foyaitischen Magmen und Osann's Apachit schliesst in erwünschter Weise sich den früher bekannten Typen an und liefert die Verbindung nach den Pantelleriten hin. — Die gleichen Ti- und Zr-reichen Mineralien treten in den Tiefen-, Gang- und Ergussformen auf und Blumrich hat ihre Zahl um ein interessantes Glied aus den Phonolithen vermehrt.

Nur die cancrinithaltigen Glieder der Elaeolithsyenitfamilie fehlen noch unter den phonolithischen Gesteinen. Mögen auch sie bald entdeckt werden!

Contactmetamorphosen am Phonolith.

Termier beobachtete, dass in den oligocänen Thonen bei St. Pierre-Eynac im Velay in der Phonolithnähe sich in Menge Opal gebildet hat, besonders um Quarz- und Feldspathkörner. — An einem Phonolithgange ist das Eruptivgestein beladen mit Einschlüssen des Thons, in denen an einer Stelle der Quarz verschwunden, das Gestein porös geworden ist und aus Thon, Serpentin und Opal mit Krystallen von Pleonast, farblosem Augit und Hornblende als accessorische Neubildungen besteht. — Mergel haben sich z. Th. mit Feldspath gefüllt.

Im Kaiserstuhl sind oligocäne Schiefer nach Graeff im Phonolith mehrfach zu einer Art Porcellanjaspis verändert, besonders gut aufgeschlossen im hintersten Rippachthal bei Eichstetten.

In den Steinbrüchen oberhalb des Dorfes Oberschaffhausen am Kaiserstuhl trifft man im Phonolith wallnuss- bis kopfgrosse Einschlüsse von körnigem Kalk, den man in allen Übergängen von dem unveränderten Gestein bis zu einem, oft mit Zeolith getränkten und von Zeolithadern durchzogenen Wollastonitfels oder Granatfels oder einem Gemenge von Wollastonit und Granat verfolgen kann, bei welchem der Wollastonit gern peripherisch, der Granat central liegt. Knop (Kaiserstuhl, S. 244), der die Erscheinung allerdings anders deutet, sagt l. c. von einem solchen, wollastonitfreien Einschluss: „Ein Stück davon in Salzsäure gelegt, braust lebhaft auf und legt die glasigen Krystalle bloss, während der Zeolith stark gelatinirt. Nach vollständiger Zersetzung des Letzteren lässt sich der dunkle Rückstand zwischen den Fingern zu einem Sande zerreiben. Dieser zeigt unter dem Mikroskop eine merkwürdige Erscheinung, die auch lebhaft im Feinschliff hervortritt . . . . . Er lässt die oben genannten Mineralien, wie es scheint, mit nur wenig Sanidin noch gemengt, erkennen. Die glasigen Krystalle aber sind scharf umgrenzt und von hexagonalen, quadratischen und dreiseitigen Schnitten, wie sie dem Rhombendodekaëder zukommen. Die bei weitem meisten dieser Krystalle haben einen braunen Kern, der aber sehr zerstört und verdrückt aussieht, umgeben von einem gelbbraunen bis bräunlichgelben, welcher ebenfalls eine stark magmatisch zerfressene und zersprengte Physiognomie aufweist. Diese so beschaffenen Kerne sind dann von einer absolut farblosen Substanz umgeben und schliessen das Rhombendodekaëder krystallographisch correct ab. Manche dieser Krystalle haben nur einen kleinen dunklen Kern

im Centrum, umschlossen von der farblosen Substanz; man erkennt leicht, dass die dunklen braunen und die helleren gelben dem Melanit angehören, denn häufig hat er noch Reste von der ihm eigenthümlichen Zonarstructur bewahrt ..... Wenn die farblose Hülle vorherrscht, so sieht man einen braunen Kern, darin eine Pupille, welche der Erscheinung eine Ähnlichkeit mit Vogelaugen giebt. (Man könnte diesem Vorkommen den Namen Ornithophthalm geben.)"

Graeff beschreibt Einschlüsse von Granitit im Phonolith der Endhalde am Kaiserstuhl, deren Glimmer durch ein Gemenge von Magnetit, Spinell und Sillimanit ersetzt wurde, und solche von Gneiss von der Endhalde und von Oberschaffhausen, sowie den Ornithophthalm Knop's und Einschlüsse von Elaeolithsyenit, der statt des gewöhnlichen Sodalith Hauyn führt.

Tuffe der phonolithischen Gesteine

haben bisher bei mikroskopischen Untersuchungen wenig Beachtung gefunden. Die Angaben von Anger (T. M. M. 1875. 172) über Trasse des Brohlthales und des Ries bedürfen offenbar einer Revision. Er hält dieselben für Tuffe von Leucitophyren. Es gelang mir nicht, die von ihm in dem erstgenannten Vorkommen erwähnten Leucite aufzufinden. Der mineralogische Bestand der mir zu Gebote stehenden Handstücke weist auf normale Trachyte oder Sanidin-reiche Andesite in Tuffform hin. Grauwacke- und Thonschieferschilferchen, Fragmente von Titanit, braunem Amphibol und grünem Augit, sowie von Plagioklas und Sanidin bilden mit eckigen Lapilli eines gelben Glases, in welchem gelegentlich violette Augitmikrolithe liegen, den Hauptbestand. Sie liegen in einem farblosen, anscheinend amorphen Cäment, in welches unbestimmbare, graue und trübe Körnchen eingestreut sind, die in die Cämentsubstanz selbst verfliessen. — Auch Busz kommt zu dem Resultat, dass der Trass ein Trachyttuff ist.

Nach demselben Autor werden die Leucitophyre von Olbrück, Engeln, Hannebach, Weibern, Rieden und Nädernthal von Tuffen begleitet, welche dieselben Mineralien führen, wie diese Gesteine, und daneben leucitreiche Bimssteinbröckchen enthalten. Der Teig dieser Tuffe besteht vorwiegend aus Glas. Bemerkenswerth ist es, dass an der Weichley eine aus Sanidin und Nosean (theils ist dieser allotriomorph, wie er auch in den Laacher See-Trachyten auftritt)

nebst Melanit, Biotit, Augit und Titanit bestehende Masse beschrieben wird, welche Busz zu den Leucitophyren als eine Art Concretion in denselben stellt. Den Grund zur Abscheidung dieser Massen von den Laacher See-Trachyten sieht Busz in dem Fehlen der Hornblende. — Zu den Leucitophyrtuffen gehören auch die Gesteine der Steinbrüche von Bell und vom Forstberge, östlich von Bell.

Der Tuff des Gänsehals bei Rieden besteht aus erbsengrossen Bimssteinstückchen, etwas grösseren Stückchen von devonischem Schiefer, Quarzkörnern und Krystallen von Leucit. Der Bimsstein enthält Unmassen von meist scharf idiomorphen Leucitkrystallen in einem farblosen Glase mit Augit, Magnetit, Titanit, Nephelin und Nosean. Die lichtbraune Masse, in welcher die Bimssteinstücke liegen, wird zum grossen Theil aus zertrümmertem Bimssteinmaterial und Fragmenten der genannten Mineralien zusammengesetzt.

Die Bildung der Hauptmasse der Leucitophyrtuffe und also wohl auch der Leucitophyre fällt nach Busz vor die Ablagerung des Löss, das Ende ihrer Bildung noch in die Zeit der Lössablagerung, denn sie liegen z. Th. auf Löss. — Die Laacher See-Trachyttuffe sind ihrer Hauptmasse nach jünger als der Löss, den sie überlagern. Die Basalte sind älter, denn die Leucitophyrtuffe liegen auf Basalttuffen.

Föhr und ebenso Penck (Z. D. G. G. 1879. XXXI. 543) machten einige Mittheilungen über Phonolithtuffe des Hegau. — Sauer beschrieb die eigenthümlichen, aus Fragmenten der verschiedenen hier vorkommenden Gesteine nebst solchen ihrer Gemengtheile bestehenden Tuffe des Oberwiesenthaler Eruptivstocks. Das bald spärliche, bald reichliche Cäment hat die Eigenschaften eines homogenen, graugrünen Thonsteins. Der Verf. schliesst aus dem Bestande und der Lagerung auf eine Bildung durch Schlammeruptionen.

Die Phonolithtuffe des Velay (cinérites) bestehen nach Boule aus Bruchstücken alter Gesteine und aus Phonolithfragmenten, die von einer blasigen Glasbasis verkittet werden, in der eine gelbe Substanz optisch positive Sphärolithe bildet. Dazu gesellen sich die Phonolithmineralien in losen Krystallen und Splittern solcher. Die Phonolithbröckchen sind sehr glasreich und enthalten nie Pyroxen, sondern nur Mikrolithe von Sanidin, fadenförmigem Plagioklas und schwarzem Biotit

Unter den Auswürflingen der Phonolithe des Velay fand Lacroix Elaeolithsyenit, wie das ja auch auf den Canarien, im Hegau u. s. w. der Fall ist.

Renard beschreibt ein vulkanisches Conglomerat von grosser Verbreitung auf der Insel Nightingale, dessen Cäment wesentlich aus Phonolithmaterial besteht. Nephelin in Krystallen und Körnern, Augitmikrolithe von bräunlicher Farbe und Sanidin bilden eine deutlich fluidale Grundmasse, in welcher mikroskopische Einsprenglinge von Plagioklas und brauner Hornblende, Magnetit, Biotit und Titanit liegen. Der Plagioklas ist stark corrodirt, die Hornblende hat einen deutlichen Augit-Eisenerz-Rand. In dieser Phonolithmasse liegen Bruchstücke fremder Gesteine, aus deren Anwesenheit Verf. auf die Tuffnatur des Phonolithmaterials schliesst. Schwer verständlich ist dabei die fluidale Structur.

III. A. 4. Die Familie der Dacite.

Literatur.

H. Behrens, Die Gesteine der Vulkane von Java. Verhdl. kon. Akad. Amsterdam. XXIII. 1882.

M. Belowsky, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere von Tulcan bis zu den Escaleras-Bergen. Berlin 1892.

Alf. Bergeat, Zur Kenntniss der jungen Eruptivgesteine der Republik Guatemala. Z. D. G. G. 1894. XLVI. 131.

S. Bertolio, Sur le massif volcanique de Siliqua (Sardaigne méridionale). Bull. Soc. géol. Fr. 1895. (3.) XXIII. 437.

J. Budai, Zur Petrographie der südlichen Hargitta. F. K. 1881. XI. 296—303.

Salv. Calderon y Arana, Estudio petrografico sobre las rocas eruptivas del Cabo de Gata é Isla de Alborán. Bol. de la Com. del mapa geol. d'España. IX. 1882.

J. Curie et G. Flamand, Etude succincte sur les roches éruptives de l'Algérie. 1889.

C. Doelter, Zur Kenntniss der quarzführenden Andesite in Siebenbürgen und Ungarn. T. M. M. 1873. 51—106.

— Über das Vorkommen von Propylit und Andesit in Siebenbürgen. T. M. P. M. 1879. II. 1—17.

N. W. Easton, Geologisch onderzoek van den omtrek der Brandwijnsbaai. Jaarb. van het Mijnw. in Ned. Oost-Indië. 1889. XVIII. 1.

E. Ehlich, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Atacatzo bis zum Iliniza. Berlin 1893.

F. Fouqué, Contribution à l'étude des feldspaths des roches volcaniques. Bull. Soc. min. Fr. 1894. XVII. 283.

H. Francke, Studien über Cordillerengesteine. Apolda 1875.

A. Hague, Abstract of report on the geology of Eureka District, Nevada. Washington 1883.

— The geology of the Eureka District, Nevada. U. S. geol. Survey. Monographs XX. Washington 1892.

A. Hague and J. P. Iddings, Note on the Volcanoes of Northern California, Oregon and Washington Territories. Amer. Journ. 1883. Sept. XXVI. 222—255.

— Notes on the volcanic rocks of the Great Basin. Ibid. 1884. XXVII. No. 162.

— On the development of crystallisation in the igneous rocks of Washoe, Nevada, with notes on the geology of the district. U. S. geol. Survey. Bull. No. 17. Washington 1885.

A. Hague and J. P. Iddings, Notes on the volcanic rocks of the Republic of Salvador. Amer. Journ. 1886. XXXII. No. 182. 26—30.

A. Hettner und G. Linck, Beiträge zur Geologie und Petrographie der columbianischen Anden. Z. D. G. G. 1888. XL. 205.

W. H. Hobbs, Volcanite, an anorthoclase augite rock chemically like the dacites. Bull. Geol. Soc. Am. 1893. V. 594.

- Über den Volcanit, ein Anorthoklas-Augitgestein von der chemischen Zusammensetzung der Dacite. Z. D. G. G. 1893. XLV. 578.

C. Höpfner, Über das Gestein des Monte Tajumbina. L. J. 1880. II. 169.

E. Hussak, Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine der Umgegend von Schemnitz. S. W. A. 1880. LXXXII.

— Eruptivgesteine von Schemnitz. L. J. 1880. I. 287.

F. W. Hutton, On the rocks of the Hauraki goldfields. Proceed. Austral. Assoc. f. the adv. of sc. 1888. 245.

Hyades, Géologie du Cap Horn. Paris 1882.

J. P. Iddings, The mineral composition and geological occurrence of certain igneous rocks in the Yellowstone National Park. Bull. philos. Soc. Washington 1890. XI. 191—220.

— Microscopical petrography of the eruptive rocks of the Eureka District, Nevada. Monographs U. S. geol. Survey. XX. Washington 1892.

— The eruptive rocks of Electric Peak and Sepulchre Mountains, Yellowstone National Park. U. S. geol. Survey. 12th Annual Rep. Washington 1892. 577.

C. von John, Über die Andesite von Rzegovina und Kamionna bei Bochnia in Westgalizien. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1886. 213—215.

— Über krystallinische Gesteine Bosniens und der Hercegovina. Wien 1880.

Ad. Klautzsch, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Rio Hatuncama bis zur Cordillera de Llangagua. Berlin 1893.

A. Koch, Neue petrographische Untersuchung der trachytischen Gesteine der Gegend von Rodna. F. K. 1880. X. 219.

— Geologische Verhältnisse, Gesteine und Mineralien des Csicsóberges im Norden von Siebenbürgen. T. M. M. 1877. 327.

Fr. Kollbeck, Untersuchungen über die Zersetzung des Quarztrachyts neben den Golderzgängen von Nagyag. Österreich. Zeitschr. für Berg- u. Hüttenwesen. 1888. XXXVI. 1.

B. Koto, Studies on some japanese rocks. Q. J. G. S. 1884. XL. No. 159. 431—457.

R. Küch, Petrographische Mittheilungen aus den südamerikanischen Anden. L. J. 1886. I. 35—48.

— Die vulkanischen Gesteine der Republik Colombia, in: W. Reiss und A. Stübel, Geologische Studien in der Republik Colombia. Berlin 1892.

W. Lindgren, Eruptive rocks from Montana. Tenth Census of the U. S. 1880. XV. 719.

— Eruptive rocks from Montana. Proceed. Cal. Acad. Sc. (2.) III. 39.

G. Mercalli, Osservazioni petrografico-geologiche sui Vulcani Cimini. Rendic. R. Istit. lombardo. 1889. (2.) XXII. fasc. 3.

A. Osann, Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine des Cabo de Gata. Z. D. G. G. 1891. XLIII. 688.

— Report on the rocks of Trans-Pecos, Texas. Geol. Survey of Texas. 4th Annual Rep. 123. Austin 1893.

E. Raimann und Fr. Berwerth, Dacittuff-Concretionen im Dacittuff. Annal. k. k. naturhist. Hofmuseum. X. 1895. 78.

G. vom Rath, Einige Beobachtungen in den Golddistricten von Vöröschpatak und Nagyag im siebenbürgischen Erzgebirge. Sitzber. d. niederrhein. Ges. für Natur- u. Heilkunde. Bonn. 13. März 1876.

J. W. Retgers, Mikroskopisch onderzoek van gesteenten uit Nederlandsch Oost-Indië. Jaarb. v. h. Mijnw. in Nederl. Oost-Indië. 1895.

J. C. L. Schroeder van der Kolk, Beiträge zur Kenntniss von den Gesteinen aus den Molukken. I. Gesteine von Ambon und den Uliassern. L. J. 1896. I. 152.

— Mikroskopische Studien über Gesteine aus den Molukken. Sammlungen des geolog. Reichsmuseum in Leiden. Ser. I. Bd. V. 70. Leiden 1896.

M. Schuster, Mikroskopische Beobachtungen an californischen Gesteinen. L. J. B.-B. V. 1887. 451.

A. Stelzner, Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der argentinischen Republik. Berlin u. Cassel 1885.

H. Stern, Über die eruptiven Gesteine des Gebirges zwischen O-Sopot und Dolmya-Ljubkova im Krassó-Szörenyer Comitate. Mitth. aus dem Jahrb. d. kön. ungar. geolog. Anstalt. 1883. VI. Heft 7.

J. Szadeczky, Petrographische und geologische Verhältnisse des centralen Theils der Tokaj-Eperieser Gebirgskette in der Umgebung von Pusztafalú. F. K. 1889. XIX. 289—299 u. 372—383.

— Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des siebenbürgischen Erzgebirges. F. K. 1892. XXII. 323.

H. S. Washington, A petrographical sketch of Aegina and Methana. Journal of Geology. II. 789. III. 21. Chicago 1894, 1895.

Ph. Wolf, Viajes cientificos por la Republica del Ecuador, verificados y publicados por orden del Supremo Gobierno de la misma republica. Guayaquil 1879.

Der Name Dacit wurde von Fr. v. Hauer und G. Stache (Geologie Siebenbürgens 1863, S. 70, 79) als Synonym für ältere Quarztrachyte mit herrschendem Oligoklas und Amphibol gegenüber den jüngeren Quarztrachyten (Rhyolithen) mit herrschendem Sanidin und Glimmer in Vorschlag gebracht. Innerhalb der Dacite werden von diesen Forschern und z. Th. auch von ihren Nachfolgern auf dem Gebiete der Erforschung der Geologie Siebenbürgens weitere Typen unterschieden als andesitische Dacite, granitoporphyrische Dacite und grünsteinähnliche Dacite. In der Anwendung des Namens Dacit weichen die petrographischen Systematiker einigermaassen von einander ab. Bei J. Roth ist der Umfang der Dacitfamilie ziemlich entsprechend demjenigen bei v. Hauer und Stache, nur ist die, allerdings unhaltbare strengere Betonung der Hornblende gegenüber Biotit nicht beibehalten worden. — An dieser Stelle sind unter Dacit alle quarzführenden Kalknatronfeldspathgesteine der neovulkanischen Ergussreihe zusammengefasst und also

auch die wenigen Vorkommnisse subsumirt, welche an farbigen Silicaten allein oder herrschend einen Pyroxen führen oder ganz frei von farbigen Silicaten (Biotit, Amphibol und Pyroxen) sind. Insofern aber schliessen wir uns strenger an v. Hauer und Stache an, als wir auf den Quarz erster Generation Gewicht legen, während J. Roth auch solche Gesteine zum Dacit stellt, welche nur in der Grundmasse Quarz ausgeschieden enthalten. Dagegen entfernen wir uns von der bisherigen Umgrenzung der Dacite bei allen Petrographen dadurch, dass wir die evident nicht effusiven, sondern deutlich irruptiven Gesteine mit dioritporphyritischem Charakter auch diesem Typus zugewiesen haben. Vergl. S. 450.

Die Dacite in dem hier gegebenen Umfange sind demnach die neovulkanische Effusivform der sauren granitodioritischen Magmen und entsprechen gewissen Granititen, Amphibolgraniten, Pyroxengraniten und Quarzdioriten der Tiefengesteinsreihe, sie sind durchaus äquivalent den Quarzporphyriten. Dass die Dacite auch einem Theil der granitischen Gesteine als Ergussformen zugeschrieben werden müssen, erklärt sich daraus, dass bei diesem Theile der Kern $CaAl_2Si_4$ eine grosse Rolle spielt, dem wir auch bei den Daciten als reichlich vorhanden begegnen, während er den Lipariten entweder fehlt oder doch nur in sehr untergeordneter Weise beigemengt ist.

Somit haben also die Dacite einerseits eine grosse Verwandtschaft zu den Lipariten und sind durch mancherlei Zwischenglieder engstens mit ihnen verbunden, genau wie die Tonalite mit Granititen in einer Verwandtschaft stehen, die sich dann auch im Habitus und in der Structur ausspricht.

Andererseits liegt die Verwandtschaft der Dacite nach den Andesiten hin und auch hier ist keine scharfe Grenze in der Natur zu ziehen. Dass man sie im System an den vorhandenen oder fehlenden Quarzgehalt unter den Einsprenglingen gebunden hat, ist nicht in der chemischen Natur dieser Reihe begründet, sondern lediglich historisch geworden. Es giebt reichlich Andesite mit demselben Gehalt an Kieselsäure, wie ihn die Dacite haben. — Bei Dioriten und Porphyriten pflegt man nicht streng nach dem Quarzgehalt zu scheiden und mit Recht nicht. Zwischen Quarzporphyren und Orthophyren unterscheidet man und mit Recht, weil in der Reihe der Alkalifeldspathgesteine mit dem abnehmenden Gehalt an SiO_2, gleichgültig, ob Quarz intratellurisch ausgeschieden wurde oder nicht, die Structuren sich beträchtlich ändern; bei den Plagio-

klasgesteinen ist das bis zu einer gewissen unteren Grenze hin nicht in dem Maasse der Fall.

Mineralogische Zusammensetzung der Dacite.

Als wesentliche Gemengtheile enthalten die Dacite neben Kalknatronfeldspath und Quarz, von einzelnen Ausnahmen abgesehen, eines oder mehrere Mineralien aus der Familie der Biotite, Amphibole und Pyroxene. Allverbreitet, aber in geringer Menge, führen sie Eisenerze (Magnetit, Ilmenit), Apatit und Zirkon. Sanidin kommt oft neben Plagioklas vor. Accessorisch sind Granat, Cordierit, Titanit, Tridymit u. a. Mineralien beobachtet worden. Der Bestand der Grundmasse ist ein substantiell und structurell sehr wechselnder.

Eine allgemein gültige Darstellung des Mineralbestandes der Dacite ist nicht wohl zu geben, da der Habitus der Gemengtheile in den verschiedenen Typen sehr wechselt.

Unter den Feldspatheinsprenglingen herrschen ganz entschieden die Kalknatronfeldspathe. Man kennt von Kalknatronfeldspathen solche aus der Oligoklas-, der Andesin- und der Labradoritreihe. Basischere Mischungen scheinen nur als Kerne der sehr oft zonar aufgebauten Einsprenglinge vorzukommen, deren Bildung oft in sehr frühe Zeiten der intratellurischen Entwicklung zurückreicht. — Die Form ist gern tafelförmig nach M, seltener prismatisch nach der Brachyaxe. Die Spaltbarkeit ist die normale. Der Habitus ist derjenige des Mikrotins, soweit er nicht durch Verwitterung verändert wurde und ausser den älteren associirten Mineralien (Eisenerz, Apatit, Zirkon, Biotit, Amphibol, selten Pyroxen) kommen fast ausschliesslich Glas- und Gaseinschlüsse in denselben vor. — Die Erscheinungen der Zwillingsbildung und die Zersetzungsphänomene finden bei den andesitischen Gesteinen ihre Besprechung.

In einem Dacittypus sind neben den Plagioklasen Einsprenglinge von Sanidin allgemein vorhanden und erreichen sogar grössere Dimensionen, als in den Lipariten, während sie sonst alle Eigenschaften der Liparitsanidine haben.

Die Feldspathe der Grundmasse sind je nach dem Gesteinstypus bald leistenförmig, bald angenähert cubisch oder parallelopipedisch, also quadratisch oder kurzrectangulär in den Durchschnitten, seltener bilden sie allotriomorphe Aggregate. Zwillingslamellirung ist bei der lang leistenförmigen Ausbildung sehr oft, bei der kurz-

rectangulären seltener, bei allotriomorpher recht selten zu beobachten.

Der Quarz als Einsprengling ist bald streng idiomorph und bildet Dihexaëder mit oder ohne schmale Abstumpfung der Mittelkanten, bald sind seine Ecken und Kanten wohl infolge magmatischer Resorptionen bis zur Körnerform abgerundet*. Ohne die Strenge einer gesetzmässigen Beziehung kann man es doch als Erfahrungssatz aussprechen, dass der Idiomorphismus der Quarzeinsprenglinge in umgekehrtem Verhältniss zur krystallinen Entwicklung der Grundmasse steht. — Einbuchtungen und Einschlüsse sind sehr verbreitet. Küch erwähnt einer eigenthümlichen Durchstäubung der Quarzeinsprenglinge in Daciten von Columbia; die staubförmigen Partikelchen waren wegen ihrer Kleinheit nicht zu bestimmen. Die Erscheinung kommt auch bei dem Quarz der Porphyre, Liparite und Granite vor. Sonst ist der Reichthum an Einschlüssen von Flüssigkeiten, Glasdihexaëdern oder rundlichen Glaseiern und Gasen ein sehr wechselnder. Spannungsphänomene um diese Einschlüsse sind nicht selten, zumal um die glasigen Interpositionen, welche wohl stets farblos sind auch dann, wenn dieselben in den Feldspathen oder Pyroxenen eine deutliche Färbung zeigen. Dieser Unterschied hängt mit dem relativen Alter von Feldspath und Quarz im Gestein zusammen. Einschlüsse von cubischen Kryställchen in den Flüssigkeitseinschlüssen und Interpositionen von liquider Kohlensäure sind spärlich (Gegend von Schemnitz in Ungarn). Einschlüsse von älteren Mineralien und solche von unbestimmbaren farblosen, lang nadelförmigen Mikrolithen sind ohne weitere Bedeutung. — Wo der Quarz in der Grundmasse der Dacite zur Ausbildung gelangte, und dieses ist fast ausschliesslich bei den holokrystallin-porphyrischen Typen der Fall, zeigt er alle die Erscheinungsformen, wie in den mikrogranitischen Quarzporphyren. Doch sind granophyrische Verwachsungen mit Feldspath überaus selten. — Küch fand den Quarz der glasigen Grundmasse in columbianischen Daciten in Dihexaëdergestalt, wie das oben auch (S. 610) aus Pantellerit angegeben wurde. Solche Gesteine müssten, wenn holokrystallin entwickelt, drei Generationen von Quarz aufweisen.

---

* Wo sich um Quarzkörner in den Daciten ein Kranz von Pyroxen- oder Amphibolmikrolithen findet, dürften die Quarze Fremdlinge sein, wie das so oft in den Gang- und Ergussgesteinen der Fall ist.

Die Glimmer, Amphibole und Pyroxene, von welch letzteren sowohl monokline, wie rhombische gelegentlich vorkommen, sind durchaus dieselben wie bei den Andesiten und werden dort besprochen werden. — Das Gleiche gilt für alle übrigen Gemengtheile, wesentliche und accessorische.

Neben spärlichem Quarz erwähnt Belowsky reichlichen Olivin aus einem Amphibol-Pyroxen-Dacit vom untersten Derumbo des Jahres 1868 auf der rechten Seite des Perugache-Thals in den Escaleras-Bergen der ecuatorianischen Westcordillere. Sehr bezeichnenderweise hat das Gestein Piperno-Structur; Autor giebt nicht an, ob etwa Quarz und Olivin auf die eutaxitisch verbundenen Gesteinstheile gesondert vertheilt sind. Die Grundmassen der Dacite sind derart verschieden, dass sie bei den einzelnen Typen geschildert werden müssen.

Classification und Structur der Dacite.

Die grosse Mannichfaltigkeit in der äusseren Erscheinung der Dacite hat ihren Grund darin, dass einerseits von Haus aus die Grundmassen sehr verschieden entwickelt sind, andererseits darin, dass durch tiefeingreifende chemische Veränderungen der ursprüngliche Habitus mehr oder weniger vollkommen verwischt wurde. Letzteres treffen wir nach den übereinstimmenden Beobachtungen v. Richthofen's und seiner Nachfolger in der ungarisch-siebenbürgischen und in der nordamerikanischen Geologie, sowie in andern Gebieten ganz besonders dort, wo in der Begleitung der Dacite edle Erze auftreten. Man hat daher schon früh den sich hierdurch herausbildenden eigenthümlichen Habitus (Propylithabitus, Grünsteinhabitus) in ursächliche Beziehung zur Erzführung gebracht. Derselbe Habitus entwickelt sich unter analogen Verhältnissen auch an andesitischen Gesteinen. Da nun nach Zirkel's Angabe, der diesen propylitischen Habitus zuerst mikroskopisch studirte, die quarzpropylitischen und die propylitischen Gesteine sich, vom Quarzgehalt abgesehen, in allen wesentlichen Punkten gleich verhalten, so sollen dieselben gelegentlich der Andesite gemeinschaftlich behandelt werden.

Es blieben dann von den Dacittypen v. Hauer's und Stache's der oben bei den Dioritporphyriten behandelte granitoporphyrische und der andesitische Typus übrig, deren äussere Erscheinung sehr gut durch die gewählten Epitheta charakterisirt wird. — Doelter

theilte die von ihm mikroskopisch untersuchten ungarisch-siebenbürgischen Dacite in granitoporphyrische, trachytische und porphyrartige ein. Die erste Gruppe ist durch starkes Zurücktreten der Grundmasse und dadurch bedingten angenähert körnigen Habitus der Gesteine ausgezeichnet, und findet sich besonders in der Umgebung von Rodna und im Vlegyasza-Gebirge. — Die zweite Gruppe der trachytischen Dacite dürfte mit den andesitischen Daciten v. Hauer-Stache's sich ziemlich decken. Bei trachytischem Habitus sind sie biotitreich; ihr Quarz tritt nur in Einsprenglingen auf und fehlt in der Grundmasse. Überdies hatten die Quarz-Einsprenglinge niemals Einschlüsse der Grundmasse. G. vom Rath möchte zufolge des abweichenden Habitus diese in der Gegend von Nagyag, Offenbanya, Szarkó, Herczegany und im Stuhlweissenburger Comitat zwischen Pakozd und Suckoró verbreiteten Gesteine nicht zum eigentlichen Dacit stellen. Die porphyrartigen Dacite besitzen den Habitus der Quarzporphyre; sie sind an Einsprenglingen arm und treten besonders bei Nagyag und Offenbanya auf.

Hier sollen die Dacite in 1) Felsodacite, 2) andesitische Dacite und 3) Hyalodacite eingetheilt werden. — Dass diese Typen nicht absolut und scharf geschieden sind, bedarf nicht des Nachweises. Ganz besonders gern verschwimmen die andesitischen und vitrophyrischen Typen ineinander.

Die Felso-Dacite sind zumeist entschiedene Biotit- und Amphibolgesteine. Es scheint, als ob gerade in diesem Typus der Sanidin unter den Einsprenglingen verhältnissmässig häufig sei. Der Einsprenglingsquarz ist fast immer deutlich dihexaëdrisch. Die Grundmasse ist wesentlich mikrofelsitisch oder ein Gemenge von Mikrofelsit mit kryptokrystallinen Aggregaten in allotriomorpher Ausbildung. Zu betonen ist die verhältnissmässige Seltenheit sphärolithischer Gebilde, die Häufigkeit fluidaler Phänomene. Nicht selten tritt ein saures Gesteinsglas in schlierige Verwebung mit dem Mikrofelsit und bedingt eine Lagenstructur, wie in den Felso-Lipariten. Übergänge in Liparite werden vielfach erwähnt. Dieser Typus ist verbreitet in der Umgegend von Schemnitz und hier, soweit man nach Handstücken urtheilen kann, nahe verknüpft mit den Felsolipariten. Doelter erwähnt ihn als häufig im Vlegyasza-Gebirge, bei Bogdan u. a. O. Sehr schön findet er sich am Csicsó-Berge im nördlichen Siebenbürgen. Stelzner beschreibt denselben aus der Gegend von Gualilan in der Provinz S. Juan, Argentinische Republik. — Nach den Schilderungen der amerikanischen Petro-

graphen fehlt er auch in den gewaltigen Vulkangebieten der centralen und westlichen Vereinigten Staaten nicht und geht hier einerseits in Liparite, andererseits in Biotit-Andesite über. Ja, nach ZIRKEL's Darstellung in der Petrographie des 40. Parallels scheint dieser Typus dort der herrschende zu sein und zeichnet sich hier durch eine entschiedene Neigung zur Sphärolithbildung aus. Er beschreibt ihn u. a. O. von American City und den Hügelketten nördlich von Devils Gate in Washoe, vom Berkshire Cañon, Mullen's Gap westlich Pyramid Lake und aus der Shoshone Range.

Hierher gehört auch eine Dacitgruppe, deren Habitus OSANN als quarzporphyrähnlich beschreibt, von Garbanzal, Mojada Redonda, Cerro Rellana, Cerro del Noble und Carizalejo am Cabo de Gata. In rother Grundmasse liegen kleine Einsprenglinge von Quarz, Biotit und trübem Plagioklas nebst nie fehlendem Sanidin. Die Verwitterung der Feldspathe liefert reichlich Carbonate, die mit Serpentin in radialfasrigen Sphärolithen von positivem Charakter gemengt sind. Die Grundmasse ist äusserst dicht und besteht aus fasrigem Mikrofelsit und kryptokrystallinen, allotriomorph-körnigen Aggregaten mit Scherben von Feldspath, Quarz und reichlichen Erzstäubchen, während Biotit ganz fehlt. Der Mikrofelsit ordnet sich nicht selten zu optisch positiven Sphärolithen; in andern Fällen finden sich reichlich Quarz-Feldspath-Pseudosphärolithe und Feldspath-Sphärokrystalle. — Auch an der Rambla de Aguilas tritt ein felsitischer Dacit auf.

SCHROEDER VAN DER KOLK beschreibt diesen Typus an Biotitdaciten von Ambon.

Ferner sind mit einiger Wahrscheinlichkeit hierher die von EASTON aus der Brandewijns-Bucht auf Sumatra beschriebenen Dacite zu stellen.

Der Typus der andesitischen Dacite ist wesentlich durch die Structur seiner Grundmasse von den übrigen unterschieden. Diese besteht vorwiegend aus schmalen Feldspathleistchen in fluidaler Anordnung, welche durch geringe Mengen einer Glasbasis verkittet werden. Ihre Structur nenne ich hyalopilitisch. Mit zunehmenden Dimensionen der Feldspathleistchen nimmt der Glaskitt ab bis zur Entwicklung einer holokrystallinen und fluidalen Mikrolithengrundmasse. Nach der andern Richtung geht dieser Typus durch Zunahme der Glasbasis in denjenigen der Hyalodacite über. Die Grundmasse ist frei von Quarz in den meisten Fällen; wo dieser ausgeschieden ist, stellen sich gelegentlich granophyrische

Verwachsungen mit Feldspath ein. Für den Bestand dieses Dacittypus ist die öftere Anwesenheit von Augit neben Biotit und Hornblende, die Häufigkeit von Resorptionsphänomenen an den beiden letztgenannten Gemengtheilen zu betonen. — Tridymit scheint dann besonders gern vorzukommen, wenn die Grundmasse glasreicher wird.

Dieser Typus hat eine ziemliche Verbreitung in der Gegend von Schemnitz; Budai beschreibt ihn, wenn ich richtig verstehe, aus der südlichen Hargitta, C. v. John von Rybie in Westgalizien. Durch Handstücke kenne ich ihn aus dem Kotlenik-Gebirge in Serbien, Niedzwiedzki scheint er vom Nordabhang des Vitosgebirges vorgelegen zu haben. Bei Schemnitz (z. B. zwischen Repistye und Vichnye, Riegelberg, Giesshübler Berge, hier mit Granat nach Szabó, Kozelniker Thal, Spitzenberg, hier mit Quarz in der Grundmasse nach Hussak) finden sich Übergänge in Felsodacite.

In vorzüglicher nevaditischer Gestaltung (S. 585) liegt dieser Typus nach Osann in den Daciten der Umgebung von Carthagena vor, wo er in inniger Verknüpfung mit quarzfreien andesitischen Gliedern auftritt, so am Cabezo de la Atalaya, Cabezo de Roche und Cabezo Ventura quarzführend, am Cabezo Felipe, Cabezo de Azas, Cabezo Rojado und del Agudo quarzfrei. Plagioklas und Sanidin, letzterer bis zu centimetergross, und Biotit bilden zahlreiche Einsprenglinge, zu denen sich mikroskopisch oft Bronzit und Diopsid ($c : c = 39^0$) in Mengen gesellen, die den Biotit übertreffen, liegen in einer zwischen vitrophyrischer und andesitischer Entwicklung schwankenden Grundmasse. Der Biotit ist Ti-haltig. Mikroperthitische Feldspathe führt das Gestein von dem Cabezo de Azas. Zirkon und Apatit sind allenthalben reichlich vorhanden, letzterer kräftig pleochroitisch und mit viel schlauchförmigen Flüssigkeitseinschlüssen. — Diese Gruppe schliesst sich unmittelbar an die Biotit-Hypersthen-Trachyte des Monte Amiata an.

Nach Washington kommen andesitische Dacite auf Aegina und Methana vor und zwar Hornblende-Dacite an den Hügeln Anzeion und Kakoperato im District Oros auf Aegina; Hornblende-Hypersthen-Dacite sind sehr verbreitet auf Methana, Biotit-Dacit findet sich bei dem Dorfe Kolantziki auf dem gegenüberliegenden Festlande.

Einen andesitischen Pyroxendacit (der Pyroxen ist z. Th. Bronzit) beschreibt auch Schroeder van der Kolk von Ambon. Das Gestein enthält in geringer Menge Granat, welcher zunächst von einem Kranz meistens radial gestellter Pyroxenindividuen und

dann von einem zweiten Kranz umgeben wird, der vorwiegend aus Plagioklas, Zirkon und Apatit besteht. Sehr reichlich ist Cordierit in zwei Generationen vorhanden, in Drillingen ausgebildet und mit Einschlüssen von Sillimanit und Pleonast, welch' letzterer auch selbständig im Gestein erscheint.

Becke beschreibt als quarzführenden Augitandesit einen Dacit vom Palandokän in Armenien, dessen Quarzeinsprenglinge rundliche Körner bilden, sich durch Glaseinschlüsse aber als authigen ausweisen und stets von einem Hofe von trüber, bräunlicher Glasbasis umgeben sind, die sich auch in sie einbuchtet und verschieden ist von der farblosen Glasbasis des Gesteins. In dem bräunlichen Glashofe der Quarze häufen sich zahlreiche Augitmikrolithe. Das Gestein erinnert in einigen Punkten an Diller's quarzführende Basalte. Das specifische Gewicht desselben (2,631) lässt nicht auf hohe Acidität schliessen. — Gangförmig treten am Palandokän nach demselben Forscher auch „Quarz-Biotit-Andesite" auf, deren Grundmasse aus kugligen Gebilden körniger Textur ohne radiale Anordnung besteht. Nach aussen lösen sich diese in einzelne, von Glasmasse verkittete Körner auf. Die Kugeln scheinen aus triklinem Feldspath zu bestehen. Die Einsprenglinge sind Plagioklas, Quarzkörner mit Glaseinschlüssen und stets von einem Hofe von Feldspathkörnern umgeben, spärlich Biotit und Pyroxen.

Aus den südamerikanischen Anden kennen wir den Dacit durch die eingehenden Untersuchungen von Höpfner an dem Gestein des Monte Tajumbina* in Columbien. Einsprenglinge von Plagioklas mit ausserordentlich schön entwickelter isomorpher Schichtung bei stark nach aussen abnehmender Basicität, Biotit und Amphibol mit deutlichen Resorptionsphänomenen, Augit, Quarz und Apatit liegen in einer andesitisch struirten Grundmasse aus Feldspath, Augit und Magnetit mit Glaskitt. Um den Quarz finden sich Amphibolkränze. Hervorzuheben ist eine für die Lehre von der Krystallisation eruptiver Magmen wichtige Angabe. Verf. glaubt nämlich annehmen zu sollen, dass die Bildung der Augite und Hornblenden nicht vor, sondern in die Periode der Feldspathausscheidung falle. Er sagt l. c. S. 173: „Zweifellos bildete sich Hornblende und Augit nach Beginn und vor Schluss der Feldspathausscheidung; nach Beginn derselben, weil die Feldspathe Augite und auch Hornblenden einschliessen, vor Schluss derselben, weil

* Küch nennt das Gestein einen quarzführenden Amphibol-Pyroxen-Andesit.

die kleinsten Augite scharf begrenzt in einem Gemenge von kleineren, nicht scharf begrenzten Feldspathen und von Magma schwimmen." Die Beweisführung für den aufgestellten Satz ist offenbar nicht stichhaltig, sie nöthigt vielmehr zur Annahme des Gegentheils. Aber der Verf. hat, wie auch sonst aus der schönen, ergebnissreichen Arbeit hervorgeht, die verschiedenen Generationen von Augit nicht auseinandergehalten. Dass vereinzelt Einschlüsse von Plagioklas in Hornblende beobachtet wurden, ist, falls nicht Deformationen der Hornblende vorhergingen, ein Beweis für sehr frühen Beginn der intratellurischen Feldspathbildung. Es wäre zu erwarten, dass dieser Feldspath zum Anorthit gehöre. Angaben hierüber enthält die Arbeit nicht. — Zwischenglieder zwischen eigentlichen Daciten und Biotit- oder Hornblende-Andesiten scheinen nach den Schilderungen von Th. Wolf, G. vom Rath und C. W. Gümbel in den südamerikanischen Anden sehr verbreitet zu sein.

Mit Ausführlichkeit werden Glieder dieses Typus von Belowsky aus der Westcordillere in Nord-Ecuador beschrieben, so z. B. Amphibol-Pyroxen-Dacite aus den Escaleras-Bergen und als Lava des Pucará, Amphibol-Biotit-Dacite vom Piñon und Cotocachi, ebenso von Küch Pyroxen-Amphibol-Dacit mit nevaditischem Habitus (auch olivinführend) von den Llanos de las Mesas am Tajumbina und mit geringem Quarzgehalt, so dass sie sich den Andesiten nähern vom Chiles (z. Th. mit sphärolithischer Grundmasse) in Columbien und von Ehlich vom Iliniza und Atacatzo in Ecuador.

Andesitische Dacite kommen nach Iddings zusammen mit und übergehend in Amphibol-Biotit-Andesite im Eureka-District in Nevada vor und verlaufen andererseits in perlitische Hyalodacite. Die Einsprenglinge von Labrador nebst spärlichem Sanidin, Amphibol, herrschendem Biotit, Augit und Quarz sind dieselben in den hyalopilitischen und pilotaxitischen andesitischen Daciten, wie in dem perlitischen Hyalodacit von Dry Lake und aus der Nähe der Sierra Canyon und South Hill und im Andesit. Doch treten die Pyroxene in den Daciten mehr zurück gegen die Menge dieses Minerals im Andesit.

Die von Lindgren beschriebenen andesitischen Dacite von den Belt Mts., Montana sind holokrystallin und gehen in dioritporphyritische Typen über. Hervorzuheben ist das Auftreten von Orthoklaseinsprenglingen. Die systematische Stellung dieser Gesteine bedarf wohl noch der Prüfung.

Die Hyalodacite sind entweder einsprenglingsreiche vitro-

phyrische Dacite von nevaditischem Habitus, oder sie gehen durch Zurücktreten der Einsprenglinge in Dacitpechsteine, Dacitperlite, Dacitobsidiane und Dacitbimssteine über. Der wesentliche Charakter derselben ist darin zu sehen, dass die krystallinen Ausscheidungen in der Effusionsperiode wenig zahlreich sind oder ganz fehlen; das Zurücktreten der intratellurischen Ausscheidungen bedingt den Übergang in die Gläser. Die Hyalodacite unterscheiden sich nur chemisch und mineralogisch durch das Fehlen oder doch starke Zurücktreten des Alkalifeldspaths von den Hyaloliparіten; die Structurformen sind in beiden Gruppen durchaus die gleichen. Als genetisch bedeutsam ist es hervorzuheben, dass in den Hyalodaciten die Resorptionsphänomene um Biotit und Hornblende fehlen. Die rasche Erstarrung des Gesteins bei der Effusion, welche die Krystallisation der Grundmasse hinderte, liess auch chemische Veränderungen der intratellurischen Ausscheidungen nicht zu. Dass der Aufstieg dieser Gesteine in den Eruptionscanälen ein z. Th. sehr heftiger und tumultuarischer war, darauf weisen die gerade hier überaus häufigen Zerbrechungen der Einsprenglinge hin.

Einen typischen vitroporphyrischen Biotit-Dacit stellt Szabó's Oligoklas-Biotit-Quarz-Trachyt von Deménd bei Erlau in der Matra dar. Ausser den genannten Mineralien liegen Magnetit, Apatit und spärlicher Zirkon in der hellgraugelblichen, globulitisch gekörnelten Glasbasis. Mikrolithische Ausscheidungen fehlen vollständig. Die Basis nimmt hie und da perlitischen und bimssteinähnlichen Charakter an. — Einen vitrophyrischen Dacit von nevaditischem Habitus, nicht unähnlich den Hyalonevaditen der Maremmen beschreibt Osann von Mazarron am Cabo de Gata. Die zahlreichen Einsprenglinge sind Biotit. Quarz, Cordierit und Feldspathe, die vorwiegend zum Andesin gehören. Der bis centimetergrosse Cordierit ist vollendet idiomorph mit (110) (010) (100) (001) (111) (112), nie verzwillingt und reich an Flüssigkeits- und Glaseinschlüssen in der Form des Wirthes. Der Glimmer ist z. Th. normaler dunkler Biotit, z. Th. ein hellerer und jüngerer Glimmer, wie er den Verit charakterisirt. Dieser verwächst mit dem normalen Biotit und tritt auch als Grundmassegemengtheil auf neben ungestreiftem Feldspath und Pyroxen. In der Nähe der Erzgänge ist das Gestein propylitisch und holokrystallin geworden.

In der Serrata und ihrer nördlichen Fortsetzung, sowie im nördlichen Theile der Sierra del Cabo am Cabo de Gata tritt noch eine andere nevaditische Gruppe von Daciten auf, unter deren Ein-

sprenglingen eine sehr gut idiomorphe Hornblende in grossen Krystallen zunächst ins Auge fällt, die im durchfallenden Lichte grün wird. Sie wird von Augit und Bronzit oder Hypersthen begleitet und gelegentlich überwuchert, während Biotit theils ganz fehlt, oder nur sehr untergeordnet, selten reichlicher (Cerro de las Yeguas, Coloradillos) erscheint. Die Feldspatheinsprenglinge wurden als Labrador bestimmt; Sanidin fehlt ganz. Die Structur wechselt vom rein Vitrophyrischen zu hypokrystallinen Formen mit überwiegenden krystallinen Ausscheidungen der Effusionsperiode. Die vitrophyrischen Formen (San Pedro, Rosico) haben eine wasserhelle Basis, die mit einem von Schüppchen und Fäserchen erfüllten Mikrofelsit wechselt und nur wenig Augit- und Feldspathmikrolithe führt. Bei zurücktretender Basis entwickelt sich eine doppelte Structurreihe: eine hyalopilitische mit Augit- und Feldspathmikrolithen und eine solche ohne Augit mit meistens ungestreiftem Feldspath und Quarz.

Pyroxenfrei und nur Biotit neben Hornblende führend sind die Dacite der Gegend von Artichuela und der Majada de vacca. In diesem letzteren ist mit der normalen grünen Hornblende eine hellgraugrüne innigst und gesetzmässig verwachsen, die nur schwachen Pleochroismus besitzt und eine feine zwillingsartige Streifung nach $P\infty$ (101) zeigt. Ihre Auslöschungsschiefe ist $c:c$ etwa $= 17^0$*.

Mercalli beschreibt einen vitrophyrischen Glimmerdacit von dem Monte Soriano im Gebiet von Viterbo, Bertolio einen solchen Biotit-Hornblendedacit (der Feldspath ist Labrador, die Hornblende hat $c:c = 3^0—4^0$ und c dunkelbraun, a goldgelb) von Siliqua in Südsardinien.

Eine höchst interessante Gruppe von Hyalodaciten beschreibt Küch von dem Cumbal, dem Azufral von Tuquerres, aus der Gegend von Pasto, vom Chiles und vom Cerro negro de Mayasquer. Dieselben enthalten als farbige Silikatgemengtheile z. Th. Amphibol, z. Th. Biotit mit oder ohne Pyroxen, z. Th. vorwiegend Pyroxen mit untergeordnetem Biotit. Zu den letzteren gehört das eingehend beschriebene Gestein vom Cumbal. Einsprenglinge von Andesin nebst sehr wenig Sanidin, Hypersthen und Augit, sowie Quarz in

* Schroeder van der Kolk beschreibt von Ambon, zumal vom Abhang des Wawani auf der nördlichen Halbinsel Hitu und von der Molukkeninsel Saparua Pyroxen- und Glimmerandesite, die nach seiner Beschreibung auffallend an die Cabo de Gata-Typen erinnern und mit diesen z. Th. den hohen Sanidingehalt und den Reichthum an Cordierit theilen.

rundlichen Körnern liegen in einer Grundmasse aus reichlichem Glase mit Feldspathleistchen, Pyroxenkryställchen und mikrolithischen Quarzdihexaëdern, etwas Magnetit und Apatit. Die wenigstens in ebenso reichlicher Menge, wie Feldspath, in der Glasbasis auftretenden Quarzdihexaëder zweiter Generation von durchschnittlich 0,02 mm, oft auch nur 0,005 mm Durchmesser sind sehr scharf idiomorph und enthalten oft grosse centrale Glaseinschlüsse. Um sie herum zeigt das Glas oft Spannungsphänomene, die sich in Rissen und Sprüngen und einer schwachen Aufhellung zwischen gekreuzten Nicols kundgeben. Nicht selten ist das farblose Glas felsosphärolithisch entglast. Diese Quarzdihexaëder zweiter Generation in reichlichem Glase sind von hohem Interesse für die vulkanische Gesteinsbildung. — Derselbe Verfasser beschreibt einen perlitischen Hyalodacit von der Loma de Ales zwischen Pasto und dem Azufral de Tuquerres, der neben Kalknatronfeldspath nur wenig Sanidin, grünen Amphibol, wenig Quarz, Apatit und Zirkon als intratellurische Bildungen führt. Die Perlitkugeln geben ein Interferenzkreuz, welches mit den von Fouqué an Glaskugeln im Andesitbimsstein von Santorin beschriebenen verglichen wird. Über den Charakter dieser Doppelbrechung wird nichts mitgetheilt. Bedeutsam ist die Beobachtung, dass die Centren dieser doppelbrechenden Glaskugeln auffallend widerstandsfähig gegen Flusssäure waren.

Bei den columbianischen Daciten und ebenso bei den Andesiten dieses Gebietes kommt nach Küch in ziemlicher Häufigkeit eine eutaxitische Structur vor. Da die Einsprenglinge in der Hauptmasse des Gesteins und in den Flecken von abweichendem Aussehen dieselben sind, beruht die Structur nur auf einer verschiedenen Art der Grundmasse-Entwicklung, die, wie bei den Lipariten beschrieben wurde, theils vitrophyrisch, theils felsophyrisch ist.

Vom Vulkan Kilatoa in Ecuador beschreibt Klautzsch nevaditische Biotit-Amphibol-Hyalodacite, die äusserlich infolge ihrer fluidalen Structur fast den Habitus krystalliner Schiefer haben. Ihre Einsprenglinge sind demzufolge fast niemals idiomorph, sondern verbogen, zerbrochen und zerstückelt.

Hyalodacite, welche in Dacitgläser übergehen, sind auch im Great Basin nach Hague und Iddings verbreitet und manche Obsidiane dieses Gebietes sowie aus Californien dürften hierher gehören. Geologisch wie mineralogisch sind auch hier die Beziehungen zu Biotit- und Amphibol-Biotit-Andesiten unverkennbar. — Das Gleiche gilt nach denselben Autoren für die Dacite der Republik

Salvador, welche in mannichfacher Entwicklung (z. Th. Hypersthen- und Augit-führend) am Cerrito de Avila, am Cerro la Tabla, bei San Sebastian u. a. O. vorkommen. — Vitrophyrischer Biotitdacit mit spärlicher bräunlichgrüner Hornblende kommt nach Bergeat zwischen Jocotan und Olopa in Guatemala vor. — Einen vitrophyrischen Augitdacit mit brauner Glasbasis beschreibt Koto von Hosio am Arafune Peak in Japan und Retgers von Toba in Sumatra. Die Feldspatheinsprenglinge sind Labrador.

Der Typus der Hyalodacite ist jenes schöne Gestein von Lassen's Peak in Californien, auf welches hin v. Richthofen den Nevadittypus aufstellte. Nach den Untersuchungen von Hague und Iddings besteht dasselbe aus farblosem Glase von fast bimssteinähnlichem Charakter mit wechselndem, aber nie hohem Gehalt an mikrolithischen Gebilden zweiter Generation (Hornblende, etwas Biotit, Pyroxen, Magnetit) und zahlreichen grossen Einsprenglingen von Plagioklas, Biotit, Amphibol und Quarz, sowie seltenem Pyroxen. Die geringe Menge der glasigen Grundmasse weniger, als ihre Farblosigkeit lässt sie gegen die Einsprenglinge zurücktreten und bewirkt so einen bei flüchtiger Betrachtung fast granitischen Habitus. — Eine gewisse Verwandtschaft mit diesem Gestein hat ein Vorkommen, welches Th. Wolf aus der Provinz Azuay in Ecuador beschrieb. Zahlreiche Dihexaëder und Körner von Quarz und stark corrodirte, in geringerer Menge auftretende Plagioklasindividuen liegen in einer Bimssteingrundmasse. Farbige Silicatgemengtheile und Magnetit fehlen durchaus. Dieses auffallende Gestein bildet zwei isolirte Bergmassen zwischen den Flüssen Oña und Udushapa und dem Udushapa und Tablayacú, östlichen Nebenflüssen des Rio Leon.

Die Gläser der Hyalodacite sind, soweit bekannt, durchweg Obsidian- oder Bimssteingläser.

Hobbs beschreibt unter der Bezeichnung Volcanit Bombenauswürflinge der Eruption von Volcano vom Jahre 1888, welche aus einem Bimssteincentrum mit einer Rinde von Obsidian bestehen und deren Oberfläche Spalten aufweist, wie hartgebackene Brodrinde. Die Dünnschliffe aus dieser Rinde zeigen reichliche Feldspath- und Augiteinsprenglinge, die ersten bis 75 mm gross, in einer Obsidianbasis mit Feldspathleistchen. Die Einsprenglinge sind Anorthoklas und Andesin, ersterer grösser und zahlreicher mit der

Auslöschungsschiefe von 0^0 auf P, $+ 4^0$—7^0 auf M und mit nur selten wahrnehmbarer Gitterstructur. Am Rande tritt zuweilen ein Saum mit etwas abweichender Auslöschungsschiefe auf. Zwillinge finden sich, auch nach dem Bavenoer Gesetz. Spec. Gew. = 2,559. Die Augiteinsprenglinge sind grün, mit oft central und randlich verschiedenem Tone, aber ohne Zonarstructur. Als Pseudokrystalle von Augit werden Einschlüsse gedeutet, welche gesteinsartig und im Gegensatz zu der Volcanitmasse frei von Hohlräumen sind. Sie bestehen aus Magnetit in Körnchen und herrschendem, beinahe farblosem Augit in einer holokrystallinen Matrix, die auch grössere Augit- und Feldspatheinsprenglinge führt. Diese Einschlüsse haben die Form von Augitkrystallen und werden als magmatisch veränderte, intratellurische Augitausscheidungen angesehen. Hobbs möchte sie mit den Pseudoleuciten in den Tinguáitporphyren von Brasilien, Arkansas und Oberwiesenthal vergleichen. Auch der Olivin findet sich im Volcanit als Einsprengling.

Die Einreihung dieser Bomben bei den Daciten begründet Hobbs mit der chemischen Zusammensetzung, obschon der Quarz fehlt, der zum Dacitbegriff gehört. Vor allen Dingen aber gehört zum Gesteinsbegriff die geologische Selbständigkeit, die man Bomben wohl kaum zuerkennen kann, so interessant deren von Hobbs mit grosser Sorgfalt ermittelte Zusammensetzung ist.

III. A. 5. Die Familie der Andesite.

Literatur.

Gio. d'Acchiardi, Roccie eruttive del bacino boratifero di Sultan-Tchair. Proc. verb. Soc. tosc. di Sc. nat. Pisa 1894.

Jos. G. Aguilera y Ez. Ordoñez, Expedicion scientifica al Popocatepetl. Comision geol. Mexicana. 1895. Mexico.

G. J. A. Artopé, Über augithaltige Trachyte der Anden. Göttingen. Inaug.-Diss. Jahr?

H. Bäckström, Über angeschwemmte Bimssteine und Schlacken der nordeuropäischen Küsten. Bihang till k. Sv. Vet.-Akad. Handl. XVI. Afd. II. No. 5. 1890. Stockholm.

Fr. Becke, Untersuchungen an kaukasischen Eruptivgesteinen. In H. Abich, Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern. II. Geologie der armenischen Hochebene. 1. Westhälfte. Wien 1882. 329—364.

A. Becker, Über die dunklen Umrandungen der Hornblende und Biotite in den massigen Gesteinen. L. J. 1883. II. 1.

Geo. F. Becker, The geology of the Comstock Lode and the Washoe District. Washington 1882.

— The Washoe rocks. California Acad. of Science. Bull. 1886. II. 6.

— Geology of the quicksilver deposits of the Pacific Slope. Washington 1888.

H. Behrens, Beiträge zur Petrographie des Indischen Archipels. Amsterdam 1880.

— Die Gesteine der Vulkane von Java. Verhdl. kon. Akad. Amsterdam. XXIII. 1882.

M. Belowsky, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere von Tulcan bis zu den Escaleras-Bergen. Berlin 1892.

Alf. Bergeat, Zur Geologie der massigen Gesteine der Insel Cypern. T. M. P. M. 1892. XII. 263.

— Zur Kenntniss der jungen Eruptivgesteine der Republik Guatemala. Z. D. G. G. 1894. XLVI. 131.

— Cordierit- und granatführender Andesit von der Insel Lipari. L. J. 1895. II. 148.

W. Bergt, Die Gesteine der Ruinenstätte von Tiahuanaco im alten Perú (Bolivia). Isis. 1894. 35.

G. A. Bertels, Ein neues vulkanisches Gestein. Verhdlgn. d. Würzburger phys.-med. Ges. Neue Folge. VIII. 1874.

S. Bertolio, Note sur quelques roches des Collines Enganéennes. Bull. Soc. géol. Fr. (3.) XXI. 406. 1893.

— Sur le massif volcanique de Siliqua (Sardaigne méridionale). Bull. Soc. géol. Fr. 1895. (3.) XXIII. 437.

Jos. Blaas, Petrographische Studien an jüngeren Eruptivgesteinen Persiens. T. M. P. M. 1880. III. 457—503.

T. G. Bonney, On some specimens of lava from Old Providence Island. Mineral. Mag. VI. No. 27. 39—45.

M. Boule, Description géologique du Velay. Bull. du Service de la Carte géologique de la France. No. 28. Paris 1892.

R. Bréon, Notes pour servir à l'étude de la géologie de l'Islande et des îles Foeroe. Paris 1884.

L. Bucca, Contribuzione allo studio petrografico dell' agro Sabatino e Cerite, prov. di Roma. Boll. R. Com. geol. Roma. 1886. No. 5 u. 6.

— Il monte di Roccamonfina. Ibid. 1886. No. 7 u. 8.

— Le Andesiti dell' Isola di Lipari. Ibid. 1885. No. 9 u. 10.

— Studio micrografico sulle roccie eruttive di Radicofani in Toscana. Boll. Com. geol. d'Ital. 1887. 274.

— Studio micrografico delle roccie dell' isola di Capraja nell' arcipelago toscano. Boll. Com. geol. d'Ital. 1887. No. 7 u. 8. 207.

J. Budai, Zur Petrographie der südlichen Hargitta. F. K. 1881. XI. 296—303.

Salv. Calderon y Arana, Estudio petrografico sobre las rocas volcanicas del Cabo de Gata é Isla de Alborán. Bol. Com. del Mapa geológ. de España. IX. 1882.

Jul. Morgan Clements, Die Gesteine des Duppauer Gebirges in Nordböhmen. Jahrb. k. k. geol. R. 1890. XL. 317.

E. Cohen, Über Lava von Hawaii und einigen andern Inseln des grossen Oceans etc. L. J. 1880. II. 23—62.

— Lava vom Ilopango-See. L. J. 1881. II. 205.

E. Cortese e V. Sabatini, Descrizione geologico-petrografica delle Isole Eolie. Mem. descr. delle Carta geol. d'Italia. VII. Roma 1892.

W. Cross, On hypersthene-andesite. Amer. Journ. 1883. XXV. No. 146. 139—144.

— On hypersthene-andesite and on triclinic pyroxene in augitic rocks. Bull. U. S. geol. Survey. No. 1. Washington 1883.

— Explanatory note concerning triclinic pyroxene. Amer. Journ. July 1883. XXVI. 76.

— On some eruptive rocks from Custer Co., Col. Proceed. Col. Scientific Soc. 1887. 228.

— Petrography of the Leadville Region. Monograph XII. U. S. geol. Survey. Washington 1887.

— Geology of the Rosita Hills, Custer Co., Col. Proceed. Col. Scientific Soc. 1890. 269.

Ch. Whitman Cross and L. G. Eakins, On ptilolite, a new mineral. Ibid. 1886. XXXII. 117.

J. Curie et G. Flamand, Etude succincte sur les roches éruptives de l'Algérie. 1889.

A. Dannenberg, Studien an Einschlüssen in den vulkanischen Gesteinen des Siebengebirges. T. M. P. M. 1894. XIV. 17.

A. Daubrée, Phénomènes volcaniques du détroit de la Sonde (26 et 27 août 1883); examen minéralogique des cendres recueillies. C. R. 1883. XCVII. No. 21. 1100.

M. Deiters, Die Trachytdolerite des Siebengebirges. Z. D. G. G. 1861. XIII. 99—140.

J. S. Diller, Lava from the volcano on Bogosloff Island. Science. V. No. 103. Jan. 1885. 66.

Corn. Doelter, Zur Kenntniss der quarzführenden Andesite in Siebenbürgen und Ungarn. T. M. M. 1873. 51—106.

— Die Trachyte des siebenbürgischen Erzgebirges. T. M. M. 1874. 13—30.

— Über einige Trachyte des Tokaj-Eperieser Gebirges. T. M. M. 1874. 199—222.

— Tridymitvorkommen aus dem Hargitta-Stock in Siebenbürgen. Verhdlg. k. k. geol. Reichsanst. 1876. No. 14. 331—333.

— Über das Vorkommen von Propylit und Andesit in Siebenbürgen. T. M. P. M. 1879. II. 1—17.

— Über das Vorkommen des Propylits in Siebenbürgen. Verhdlg. k. k. geol. Reichsanst. 1879. II. 27—29.

— Die Producte des Vulkans Monte Ferru. Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien 1878. XXXIX.

R. von Drasche, Zur Kenntniss der Eruptivgesteine Steiermarks. T. M. M. 1873. 1—12.

— Die Insel Réunion im Indischen Ocean. Wien 1878.

— Fragmente zu einer Geologie der Insel Luzon. Wien 1878.

N. W. Easton, Geologisch onderzoek van den omtrek der Brandewijnsbaai. Jaarb. van het Mijnwezen in Ned. Oost-Indië. 1889. XVIII. 1.

— De vulkane Sitong en Pando ter westerafdeeling van Borneo. Ibid. 1889. XVIII. 24.

Fr. Eigel, Über einige trachytische Gesteine von der Insel S. Pietro. T. M. P. M. 1886. VIII. 62.

E. Elich, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Atacatzo bis zum Iliniza. Berlin 1893.

Ham. Emmons, The petrography of the Island of Capraja. Q. J. G. S. 1893. XLIX. 129.

L. dell' Erba, L'andesite pirosseno-micacea del Posilippo. Atti Accad. Pontaniana. (V.) XXIII. Napoli 1893.

L. Erös, Die Trachyte und Granite Ost-Serbiens. (Auszug in F. K. 1894. XXIV. 349.)

J. Felix und H. Lenk, Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der Republik Mexico. Leipzig 1890.

H. Förstner, Nota preliminare sulla geologia dell' Isola di Pantelleria. Boll. Com. geol. d'Italia. 1881.

— Die Feldspäthe von Pantelleria. Z. X. 1883. VIII. 155—168.

H. von Foullon, Über die Eruptivgesteine Montenegros. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1884. XXXIV. 102.

Fr. Fouqué, Nouveaux procédés d'analyse médiate des roches et leur application aux laves de la dernière éruption de Santorin. Mém. prés. par divers savants. Paris. XXII. No. 11. 1874.

— Etude des nodules à oligoclase des laves de la dernière éruption de Santorin. C. R. 2 août 1875. LXXXI.

— Nodules à wollastonite, pyroxène fassaïte et grenat mélanite des laves de Santorin. C. R. 15 mars 1875. LXXX.

Fr. Fouqué, Sur les inclusions vitreuses renfermées dans les feldspaths des laves de Santorin. C. R. 1873. LXXVII. 1322.
— Recherches minéralogiques et géologiques sur les laves des dykes de Théra. Rapport par A. Daubrée. C. R. 13 novembre 1876. LXXXIII.
— Santorin et ses éruptions. Paris 1879.
— Revision de quelques minéraux de Santorin. Bull. Soc. min. Fr. 1890. XIII. 245.
— Contributions à l'étude des feldspaths des roches volcaniques. Bull. Soc. min. Fr. 1894. XVII. 283.
H. Francke, Studien über Cordillerengesteine. Apolda 1875.
A. Frenzel, Mineralogisches aus dem Ostindischen Archipel. T. M. P. M. 1880. III. 289—300.
L. Gentil, Sur un gisement d'apophyllite des environs de Collo, Constantine. Bull. Soc. min. Fr. 1894. XVII. 11.
F. Graeff und R. Brauns, Zur Kenntniss des Vorkommens körniger Gesteine bei Cingolina in den Euganäen bei Padua. L. J. 1893. I. 122.
P. Grosser, Die Trachyte und Andesite des Siebengebirges. T. M. P. M. 1893. XIII. 39.
C. W. Gümbel, Nachträge zu den Mittheilungen über die Wassersteine (Emhydros) von Uruguay und über einige süd- und mittelamerikanische sogenannte Andesite. S. M. A. 1881. 3. 321—368.
Hj. Gylling, Notes on the microscopical structure of some eruptive rocks from Armenia and the Caucasus. Min. Mag. 1887. VII. No. 34. 155.
Arn. Hague, Abstract of report on the geology of Eureka District, Nevada. Washington 1883.
— The geology of the Eureka District, Nevada. U. S. geol. Survey. Monographs. vol. XX. Washington 1892.
Arn. Hague and Jos. P. Iddings, Notes on the Volcanoes of Northern California, Oregon and Washoe Territory. Amer. Journ. 1883. Sept. XXVI. 222—235.
— Notes on the volcanic rocks of the Great Basin. Ibid. 1884. June. XXVII. No. 162.
— On the development of crystallisation in the igneous rocks of Washoe, Nevada, with notes on the geology of the district. U. S. geol. Survey. Bull. No. 17. Washington 1885.
— Notes on the volcanic rocks of the Republic of Salvador. Amer. Journ. 1886. XXXII. No. 182. 26—30.
Vinc. Hansel, Die petrographische Beschaffenheit des Trachytes der südlichen Bukowina. Verhdlgn. der k. k. geol. Reichsanst. 1877. No. 9. 150—153.
A. Harker, Notes on a collection of rocks from the Tonga Islands. Geol. Mag. 1891. (3.) VIII. 250.
Fr. Hatch, Hypersthenandesit aus Perú. L. J. 1885. II. 73—78.
— Über die Gesteine der Vulkangruppe von Arequipa. T. M. P. M. 1886. VII. 308—360.
Fr. Herbich, Das Szeklerland. Jahrb. k. ungar. geolog. Anstalt. Bd. V. Budapest 1878.
R. Herz, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Pululagua bis Guagua-Pichincha. Berlin 1892.
A. Hettner und G. Link, Beiträge zur Geologie und Petrographie der columbianischen Anden. Z. D. G. G. 1888. XL. 205.

W. Hooks, Der Froschberg im Siebengebirge. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1891. Berlin 1892. 3.

T. H. Holland, On rock specimens of Korea. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 171.

C. Höpfner, Über das Gestein des Monte Tajumbina in Perú. L. J. 1880. II. 169.

Eug. Hussak, Die Trachyte von Gleichenberg. Mitth. d. naturw. Ver. f. Steiermark. 1878.

— Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine der Umgegend von Schemnitz. S. W. A. 1880. LXXXII.

— Eruptivgesteine von Schemnitz, Augit-Andesit von St. Egidi. L. J. 1880. I. 287—290.

F. W. Hutton, On the rocks of the Hauraki goldfields. Proceed. Austral. Assoc. f. the adv. of sc. 1888. 245.

Hyades, Géologie du Cap Horn. Paris 1887.

J. P. Iddings, The mineral composition and geological occurrence of certain igneous rocks in the Yellowstone National Park. Bull. philos. Soc. Washington 1890. XI. 191—220.

— On a group of volcanic rocks from the Tewan Mountains, New Mexico, and on the occurrence of primary quartz in certain basalts. U. S. geol. Survey. Bull. No. 66. 1890.

— The eruptive rocks of Electric Peak and Sepulchre Mountain, Yellowstone National Park. U. S. geol. Survey. 12th Annual Report. Washington 1892. 577.

— Microscopical petrography of the eruptive rocks of the Eureka District, Nevada. U. S. geol. Survey. Monographs. vol. XX. Washington 1892.

P. Jannasch und J. H. Kloos, Mittheilungen über die krystallinischen Gesteine des Columbia-Flusses in Nordamerika und die darin enthaltenen Feldspathe. T. M. P. M. 1880. III. 97—116.

K. Jimbo, Explanatory text to the geological map of Hokkaido. Tokyo 1890.

— General geological sketch of Hokkaido with special reference to the petrography. Hokkaido 1892.

C. von John, Über krystallinische Gesteine Bosniens und der Hercegowina. Wien 1880.

— Über die von H. Dr. Wähner aus Persien mitgebrachten Eruptivgesteine. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1885. XXXV. 37—46.

— Über die Andesite von Rzegocina und Kamionna bei Bochnia in Westgalizien. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1886. No. 9. 213—215.

J. W. Judd, The natural history of lava as illustrated by the materials ejected by Krakatoa. Geol. Mag. 1888. Jan. (3.) V. No. 283. 1.

— On the volcanic phenomena of the eruption of Krakatoa, and on the nature and distribution of the ejected Materials. London 1888. Report Roy. Soc. Com.

— On the propylites of the Western Isles of Scotland and their relation to andesites and diorites of the district. Q. J. G. S. 1890. XLVI. No. 183. 341.

Arth. Keith, Geology of Catoctin Belt. U. S. geol. Survey. 14th Annual Report. 285. Washington 1894.

Y. Kikuchi, On pyroxenic components in certain volcanic rocks from Bonin Island. Journal of the College of Science. Imper. University. Japan. III.

Mich. Kišpatić, Über die Bildung der Halbopale im Augit-Andesit von Gleichenberg. T. M. P. M. 1881. IV. 122—146.

— Die Trachyte der Frusca Gora in Croatien (Syrmien). Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1882. XXXII. 392.

Ad. Klautzsch, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Rio Hatuncama bis zur Cordillera de Llangagua. Berlin 1893.

C. Klein, Petrographische Untersuchung einer Suite von Gesteinen aus der Umgebung des Bolsener Sees. S. B. A. 1888. V. 91.

J. H. Kloos, Geognostische Beobachtungen am Columbia-Flusse. T. M. P. M. 1878. 389—409.

— Mikroskopische Untersuchung der von Prof. Martin mitgebrachten Gesteine der Insel Aruba. Leiden 1887.

— Mikroskopische Untersuchung der von Prof. Martin mitgebrachten Gesteine aus Westindien. Leyden 1887.

H. Knop, Der Kaiserstuhl im Breisgau. Leipzig 1892.

Ant. Koch, Geologische Beschaffenheit der am rechten Ufer gelegenen Hälfte der Donau-Trachytgruppe (St. Andrä-Visegrader Gebirgsstock) nahe Budapest. Z. D. G. G. 1876. XXVIII. 293—350.

— Geologische Verhältnisse, Gesteine und Mineralien des Csicsóberges im Norden von Siebenbürgen. T. M. M. 1877. 327—332.

— Neue Minerale aus dem Andesit des Aranyer Berges in Siebenbürgen. T. M. P. M. 1878. 321—361.

— Petrographische Untersuchung der trachytischen Gesteine des Czibles und von Olahlaposbanya. F. K. 1880. X. 165—174.

— Neue petrographische Untersuchung der trachytischen Gesteine aus der Gegend von Rodna. F. K. 1880. X. 219—229.

— Geologische Mittheilungen über das Frusca Gora-Gebirge. F. K. 1882. XII. 270.

— Übersicht der Mittheilungen über das Gestein und die Mineralien des Aranyer Berges und neuere Beobachtungen darüber. Mathemat. u. naturwiss. Berichte aus Ungarn. III. 44—63.

B. Kolenko, Mikroskopische Untersuchung einiger Eruptivgesteine von der Banks-Halbinsel, Neuseeland. L. J. 1885. I. 1—21.

Bundjiro Koto, Studies on some Japanese rocks. Q. J. G. S. 1884. XL. No. 159. 431—457.

Fel. Kreutz, Das Vihorlat-Gutin-Trachytgebirge (im nordöstlichen Ungarn). Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1871. XXI. 1—23.

— Augit-Andesite des Smrkouz-Gebirges in Süd-Steiermark. T. M. M. 1877. 205—212.

R. Küch, Pyroxen-Andesit von Pasto im südlichen Columbia. Z. D. G. G. 1885. XXXVII. 812.

— Petrographische Mittheilungen aus den südamerikanischen Anden. L. J. 1886. I. 35—48.

— Die vulkanischen Gesteine der Republik Colombia, in: W. Reiss und A. Stübel, Geologische Studien in der Republik Colombia. Berlin 1892.

A. Lacroix, Sur les andésites et labradorites à hypersthène de la Guadeloupe. C. R. 1890. CX. 1347. (L. J. 1891. I. 268.)

— Sur les enclaves acides des roches volcaniques de l'Auvergne. Paris 1890. cf. Bull. Soc. min. Fr. 1890. XIII. 100.

— Sur les andésites à hypersthène du Cantal. Bull. Soc. géol. Fr. 1890. (3.) XVIII. 881.

— Note sur quelques roches d'Arménie. Ibid. 1891. (3.) XIX. 741.

Alex. Lagorio, Die Andesite des Caucasus. Dorpat 1878.

A. von Lasaulx, Petrographische Studien an den vulkanischen Gesteinen der Auvergne. L. J. 1870. 693 sqq.; 1871. 673 sqq.

— Mikroskopische Untersuchung einer Probe der bei der Eruption in der Sundastrasse am 27. August 1883 zu Batavia niedergefallenen Asche. Sitzungsber. d. niederrhein. Ges. Bonn. December 1883.

— Über Vorkommen und Verbreitung der Augit-Andesite im Siebengebirge. Verhdl. d. niederrhein. Ges. 1884. XLI.

L. de Launay, Description géologique des îles de Mételin et de Thasos. Arch. des Missions. (3.) XVI. 1890. Paris.

A. C. Lawson, The geology of Carmelo-Bay. Univ. of California. Department of geology. Bull. I. 1. Berkeley 1893.

W. Lindgren, Eruptive rocks from Montana. Tenth Census of the U. S. 1880. XV. 719.

— Eruptive rocks from Montana. Proceed. Cal. Acad. Sc. (2.) III. 39.

J. Loriè, Bijdrage tot de Kennis der Javaansche Eruptiefgesteenten. Rotterdam 1879.

G. Mercalli, Le lave di Radicofani. Atti Soc. ital. di sc. nat. Milano 1887. XXX.

— Sopra alcune lave antiche e moderne dello Stromboli. Rend. R. Istituto Lombardo. (2.) XXIII. fasc. 20. 1890.

— Le lave antiche e moderne dell' Isola di Volcano. Giorn. di min. Pavia 1892. III. fasc. 2.

A. Merian, Studien an gesteinsbildenden Pyroxenen. L. J. B.-B. III. 1884. 297.

G. P. Merrill, On hornblende andesites from the new volcano on Bogosloff Island in Bering Sea. Proceed. U. S. Nat. Mus. 1885. VIII. No. 8.

— Notes on some eruptive rocks from Gallatin, Jefferson and Madison Counties, Montana. Proceed. U. S. Nat. Mus. XVII. 637. Washington 1895.

A. Michel-Lévy, Sur quelques nouveaux types de roches provenant du Mont Dore. C. R. 1884. XCVIII. No. 22.

— Existence du péridot microlithique dans les andésites et les labradorites de la chaîne des Puys. C. R. 12 mai 1890.

— La chaîne des Puys. Bull. Soc. géol. Fr. 1891. (3.) XVIII. 696.

— Le Mont-Dore et ses alentours. Ibid. 1891. (3.) XVIII. 743.

H. Möhl, Hauynandesit von Okka auf Flores und Noseanandesite des Westerwaldes. L. J. 1874. 700—710.

G. A. F. Molengraaff, Cordierit in einem Eruptivgestein aus Südafrika. L. J. 1894. I. 79.

Clem. Montemartini, Sulla composizione di alcune roccie della Riviera di Nizza. Atti R. Acad. Torino 1888. XXIII. 304.

E. Mörike, Das Eruptivgebiet des San Christobal bei Santiago (Chile). T. M. P. M. 1891. XII. 143.

O. Mügge, Petrographische Untersuchungen an Gesteinen von den Azoren. L. J. 1883. II. 189.

— Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg 1885 u. L. J. B.-B. IV. 1886. 577.

Edm. Neminar, Die Eruptivgesteine der Gegend von Banow in Mähren. T. M. M. 1876. 143—156.

Jul. Niedzwiedzki, Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des westlichen Balkan. S. W. A. LXXIX. März 1879.

Jul. Niedzwiedzki, Andesit von St. Egidi in Süd-Steiermark. T. M. M. 1872. 253—256.

K. Oebbeke, Beiträge zur Petrographie der Philippinen und der Palau-Inseln. L. J. B.-B. I. 1881. 451.

— Über die Krakatoa-Asche. L. J. 1884. II. 32.

— Das Gestein vom Tacoma-Berg, Washington Territory. L. J. 1885. I. 222—226.

Ez. Ordoñez, Las rocas eruptivas del SO. de la Cuenca de Mexico. Bol. del Instituto geologico de Mexico. No. 2. Mexico 1895.

A. Osann, Über den Cordierit-führenden Andesit von Hoyazo (Cabo de Gata). Z. D. G. G. 1888. XL. 694.

— Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine des Cabo de Gata, Prov. Almeria. Z. D. G. G. 1889. XLI. 297 u. 1891. XLIII. 688.

— Report on the rocks of Trans Pecos Texas. Geol. Survey of Texas. 4th Annual Rep. 123. Austin 1893.

W. Pabst, Untersuchung von chinesischen und japanischen zur Porcellanfabrikation verwandten Gesteinsvorkommnissen. Z. D. G. G. 1880. XXXII. 223—263.

A. Pelikan, Petrographische Untersuchung einiger Eruptivgesteine aus den Kaukasusländern. Aus: Beiträge zur Palaeont. und Geol. Österreich-Ungarns und des Orients, begründet von E. v. Mojsisovics und M. Neumayr. IX. 81. Wien 1894.

A. Pelz und E. Hussak, Das Trachytgebiet der Rhodope. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1883. XXXIII. 115—130.

Joh. Petersen, Beiträge zur Petrographie von Sulphur Island, Peel Island, Hachigo und Mijakeshima. Hamburg 1891.

— Der Boninit von Peel Island. Ebenda.

H. Pohlig, Über die Fragmente metamorphischer Gesteine aus den vulkanischen Gebilden des Siebengebirges. Verhdl. naturf. Ver. Rheinland. 1888. 5. Folge. V. 89.

G Primics, Daten zur petrographischen Kenntniss der Augit-Andesite von Arany und Málnás. Orv. term. tud. Ertesitö. 1885. X. 149.

— Petrographische Untersuchung der eruptiven Gesteine des nördlichen Hargittazugs etc. F. K. 1879. IX.

J. C. Purves, Esquisse géologique de l'île Antigoa. Bull. Mus. Roy. d'hist. nat. Belg. 1885. III. 273.

Gerh. vom Rath, Beiträge zur Petrographie. Z. D. G. G. 1875. XXVII. 302 sqq.

— Einige Beobachtungen in den Golddistricten von Vöröschpatak und Nagyag im siebenbürgischen Erzgebirge. Sitzber. der niederrhein. Ges. f. Natur- und Heilkunde. 13. März 1876. Bonn.

— Das Syenitgebirge von Ditró und das Trachytgebirge Hargitta nebst dem Büdösch im östlichen Siebenbürgen. Vortrag geh. in der Herbstversammlung d. naturhist. Ver. f. Rheinland u. Westfalen. 4. Oct. 1875.

A. Renard, Les cendres volcaniques de l'éruption du Krakatau tombées à Batavia le 27 août 1883. Bull. Acad. Roy. de Belgique. 1883. (3.) VI. No. 11.

— Notice sur les roches des îles Inaccessible et Nightingale (Groupe de Tristan da Cunha). Ibid. 1887. (3.) XIII. No. 3.

— Le volcan de Camiguin aux îles Philippines. Ibid. 1885. (3.) X. No. 12.

— Notice sur les roches de l'île de Kantavu. Ibid. 1886. (3.) XI. No. 3.

A. Renard, Notice sur les roches du Volcan de Ternate. Ibid. 1886. (3.) XI. No. 2.
— Le volcan de Goonong-Api aux îles Banda. Ibid. 1886. (3.) XI. No. 2.
— Notice sur la géologie du groupe d'îles de Tristan da Cunha. Ibid. 1885. (3.) IX. No. 5.
— Notice sur les roches de l'île de l'Ascension. Bull. Mus. Roy. Belg. 1887. V. 5.
— Note sur les roches du Pic du Teyde (Ténérife). Mém. Soc. belge de géol. 1888. 67.
J. W. Retgers, Mikroskopisch onderzoek van gesteenten uit Nederlandsch Oost-Indië. Jaarb. v. h. Mijnw. in Nederl. Oost-Indië. 1895.
H. H. Reusch, Vulkanische Asche von den letzten Ausbrüchen in der Sundastrasse. L. J. 1884. I. 45.
H. Rosenbusch, Über einige vulkanische Gesteine von Java. Berichte d. naturf. Ges. zu Freiburg i. B. 1872.
A. Rosiwal, Beiträge zur geologischen Kenntniss des östlichen Afrika. Denkschr. k. k. Akad. Wiss., math.-naturw. Cl. VIII. Wien 1891.
J. Roth, Über die von H. Dr. Güssfeldt in Chile gesammelten Gesteine. S. B. A. 1885. XXXVIII. 563—565.
Fr. Rudolph, Beitrag zur Petrographie der Anden. T. M. P. M. 1887. IX. 269.
J. C. Russell, The quaternary history of Mono Valley, Cal. 8th Annual Report of U. S. geol. Survey. Washington 1889. I. 267.
V. Sabatini, Descrizione geologica delle Isole Pontine. Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1893. XXIV. 228 u. 309.
Fr. Sandberger, Die krystallinischen Gesteine Nassaus. Vortrag gehalten in der mineral. Section d. Naturforscher-Versammlung zu Wiesbaden am 19. Sept. 1873.
A. Sauer, Die Krakatoa-Aschen des Jahres 1883. Ber. d. naturf. Ges. zu Leipzig. 1883.
Fr. Schafarzik, Die eruptiven Gesteine der SW.-Ausläufer des Cserhat-Gebirges. F. K. 1880. X. 377—402.
— Über einige seltene Gesteinseinschlüsse in ungarischen Trachyten. F. K. 1889. XIX. 447.
— Die Pyroxen-Andesite des Cserhat. Mittheil. aus dem Jahrb. der k. ungar. geol. Anstalt. Budapest 1892. XII. 7. cf. F. K. 1893. XXIII. 301.
C. J. van Schelle, Opmerkingen over de geologie van een gedeelte der afdeeling Gorontalo, Residentie Menado. Jaarb. van het Mijnw. in Nederl. Oost-Indië. 1889. XVIII. 115.
A. Schmidt, Die Minerale eines Andesits von der Gegend von Málnás. Z. X. 1885. X. 210—220.
— Hypersthen vom Berge Pokhausz. Z. X. 1886. XII. 97.
J. L. C. Schroeder van der Kolk, Beiträge zur Kenntniss der Gesteine aus den Molukken. I. Gesteine von Ambon und den Uliassern. L. J. 1896. I. 152.
— Mikroskopische Studien über Gesteine aus den Molukken. Sammlungen des geol. Reichsmuseums in Leiden. Ser. I. Bd. II. 70. Leiden 1896.
M. Schuster, Mikroskopische Beobachtungen an californischen Gesteinen. L. J. B.-B. V. 1887. 451.
S. Sekiya and Y. Kikuchi, The eruption of Bandai-san. Trans. Seismol. Soc. Japan. XIII. part 2. 139. 1890.
J. von Siemiradzki, Hypersthen-Andesit aus W.-Ecuador. L. J. 1885. I. 155—158.

J. von Siemiradzki, Geologische Reisenotizen aus Ecuador. L. J. B.-B. IV. 1885. 195—227.

V. Steinecke, Über einige jüngere Eruptivgesteine aus Persien. Halle 1887.

A. Stelzner, Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der argentinischen Republik. Berlin u. Cassel 1885.

H. Stern, Eruptivgesteine aus dem Comitat Szöreny. F. K. 1880. X. 230—242.

— Kuglige und sphärolithische Trachyte von Schemnitz und dem Mátra-Gebirge. F. K. 1882. 206—248.

Fr. Svenonius, Hypersthen-Andesit från Norrland. G. F. i Stockholm Förhdl. 1886. VIII. No. 100. 103—110.

— Andesit från Norra Dellen i Helsingland. G. F. i Stockholm Förhdl. 1888. X. No. 216. 262.

J. Szabó, Granat und Cordierit in den Trachyten Ungarns. L. J. B.-B. I. 1885. 302.

— Typenvermengung in der Donau-Trachytgruppe. F. K. 1894. XXIV. 223.

J. Szadeczky, Petrographische und geologische Verhältnisse im centralen Theile der Tokaj-Eperieser Gebirgskette in der Umgebung von Pusztafalu. F. K. 1889. XIX. 289—299 u. 372—383.

— Beiträge zur geologischen Beschaffenheit der Umgebung von Munkács. F. K. 1890. XX.

— La montagne de Pilis dans la Szigethegység du Comitat de Zemplén. F. K. 1891. XXI. 75.

— Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des siebenbürgischen Erzgebirges. F. K. 1892. XXII. 323.

P. Szontagh, Petrographische Beschreibung von Gesteinen aus dem Sohler Comitat im nördlichen Ungarn. F. K. 1885. XV. 540.

C. A. Tenne, Über Gesteine der äthiopischen Vulkanreihe. Z. D. G. G. 1893. XLV. 451.

P. Termier, Les éruptions du Velay. Bull. Serv. de la Carte géol. de la France. Paris 1890. II. No. 13.

A. E. Törnebohm, Under Vega-Expeditionen insamlade bergarter petrografisk beskrifning. Vega-Exped. Trans. vetensk. Jaktag. IV. Stockholm 1884.

Fr. Toula, Zur Kenntniss der krystallinischen Gesteine des centralen Balkan. L. J. 1890. I. 265.

— Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan. L. J. 1890. I. 273.

St. Traverso, Rocce vulcaniche e metamorfiche dell' Altipiano di Toba nell' Isola di Sumatra. Ann. Museo Civico di Stor. Nat. Genova. (3.) XVI. 30 Marzo 1896.

G. Tschermak, Quarzführende Plagioklasgesteine. S. W. A. LV. Februar 1867.

— Felsarten aus dem Caucasus. T. M. M. 1872. 109.

— Die Form und die Verwandlung des Labradorits von Verespatak. T. M. M. 1874. 269—278.

H. W. Turner, The lavas of Mount Ingalls, California. Amer. Journ. 1892. XLIV. 455.

— The rocks of the Sierra Nevada. U. S. geol. Survey. 14th Annual Report. II. 441. Washington 1894.

Ch. Vélain, Description géologique de la presqu'île d'Aden etc. Paris 1878.

— Notes géologiques sur la Sibérie orientale d'après les observations de M. Martin dans son voyage d'exploration du lac Baikal, du bassin du fleuve Amour et du lac Khanka. Bull. Soc. géol. Fr. 1886. (3.) XIV. 132—166.

R. D. M. Verbeek, Topographische en geologische beschrijving van Zuid-Sumatra. Jaarb. van het Mijnwezen in Ned. Oost-Indië. 1881.
— Topographische en geologische beschrijving van een gedeelte van Sumatra's Westkust. Batavia 1883.
— Über Pyroxen-Andesite des Niederländisch-Indischen Archipels. L. J. 1885. I. 243.
R. D. M. Verbeek und R. Fennema, Neue geologische Entdeckungen auf Java. L. J. B.-B. II. 1882. 186—222.
— Krakatau. Batavia 1885.
Ant. Verri, Osservazioni geologiche sui crateri vulsinii. Boll. Soc. geol. ital. 1888. VII. 49. — L. J. 1891. I. 269.
K. Vogelsang, Beiträge zur Kenntniss der Trachyte und Basalte der Eifel. Z. D. G. G. 1890. XLII.
K. Vrba, Über die mineralogische Zusammensetzung der Laven von den Kaymenen im Golfe von Santorin. Lotos. Februar 1875. XXV.
Thom. H. Waller, A lava from Montserrat, West-Indies. Geol. Mag. (2.) X. No. 229. July 1883. 290.
H. S. Washington, A petrographical sketch of Aegina and Methana. Journ. of geol. II. 789; III. 21, 138. Chicago 1894, 1895.
E. Weinschenk, Beiträge zur Petrographie Japans. L. J. B.-B. VII. 1890. 133.
Arth. Wichmann, Zur geologischen Kenntniss der Palau-Inseln. Journal des Museums Godeffroy. 1875. VIII. Hamburg.
— Über einige Laven der Insel Ninafou. Ibid. 1878. Heft 14.
— Gesteine von Timor. Leiden 1882.
— Gesteine von Timor. Sammlungen des geol. Reichsmuseum in Leiden. No. 9. Leiden 1884.
— Ein Beitrag zur Petrographie des Viti-Archipels. T. M. P. M. 1882. V. 1—60.
— Zur Geologie der Insel Saleijer. Natuurk. Tijdschrift. DC. LIV. afd. 3. Batavia 1895.
F. J. Wiik, Undersökning af Pimsten från Vulkanen Krakatoa utbrott den 26—27 Aug. 1883. Finska Vetensk. Soc. Förhdlg. XXVI. 1884.
Geo. H. Williams, Petrography of Fernando de Noronha. Amer. Journ. 1889. XXXVII. 178.
— Notes on some eruptive rocks from Alaska. The nation. geogr. Mag. 1892. IV. 63.
J. F. Wolff, Notes on the petrography of the Crazy Mts. and other localities in Montana Territory. Northern Transcontinental Survey. 1885.
H. Ziegenspeck, Über das Gestein des Vulkans Yate südlich von der Boca de Reloncavi, mittlere Andenkette, Süd-Chile (West-Patagonien). Jena 1883.
Ferd. Zirkel, Über die mikroskopische Zusammensetzung und Structur der diesjährigen Laven von Nea-Kaimeni bei Santorin. L. J. 1866. 769—787.
J. M. Zujovics, Les roches des Cordillères. Paris 1884.

Die hier als Andesite zusammengefassten Gesteinsgruppen, welche zusammen mit den Daciten den Porphyriten der palaeovulkanischen Reihe und den Dioriten der Tiefengesteinsreihe entsprechen, grenzen sich gegen die Trachyte hin durch die Vorherrschaft oder das alleinige Vorhandensein eines Kalknatronfeld-

spaths unter den Einsprenglingen, gegen die Basalte durch die verhältnissmässig untergeordnete Stellung der farbigen Silikate (besonders der Pyroxene) und gewisse Structureigenthümlichkeiten ab. Verbindende Glieder sind nach beiden Richtungen hin zahlreich vorhanden. Die Grenze gegen die Basalte hin ist eine sehr unsichere, sie behält etwas Willkürliches, man möge sie legen, an welche Stelle man wolle. Die mineralogische Zusammensetzung entscheidet hier so wenig, wie zwischen Diorit und Gabbro, auch die Structur lässt vielfach im Stich. Es wird wesentlich das Verhältniss entscheidend sein müssen, in welchem die Kerne (NaK) $AlSi_2$ und $CaAl_2Si_4$ mit RSi zu einander stehen (H. R., Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. T. M. P. M. 1889. XI. 144). Mineralogisch drückt sich das einigermaassen im Reichthum an Pyroxen aus.

Man kann die Andesite gemeinschaftlich als quarzfreie Kalknatronfeldspathgesteine der neovulkanischen Effusivreihe definiren, welche neben dem Kalknatronfeldspath eines oder mehrere Mineralien der Biotit-, Amphibol- und Pyroxenreihe unter den Einsprenglingen enthalten und deren Grundmasse bei herrschender hyalopilitischer oder pilotaxitischer Structur eine vorwiegend feldspathige ist. Rein glasige Grundmassen einerseits, sowie panidiomorph- oder hypidiomorph-körnige Formen andererseits haben mehr locale Bedeutung und entsprechen gewissen, abweichenden Bildungsverhältnissen. — Während der Kieselsäuregehalt der Andesite nach unten wohl nicht oder doch nur selten unter 54 % herabsinkt, steigt er nach oben sehr oft derart, dass eine holokrystalline Entwicklung unbedingt zur Ausscheidung freien Quarzes führen müsste. Die Grenze gegen die Dacite ist demnach nicht eine chemische, sondern eine mineralogische und z. Th. eine structurelle.

Je nachdem unter den Einsprenglingen neben dem Kalknatronfeldspath vorwiegend oder ausschliesslich Biotit, Amphibol, Enstatit (als Sammelname für alle rhombischen Pyroxene) oder Augit auftritt, gliedert man die Andesitfamilie in drei Gruppen: die Glimmerandesite, die Amphibol- oder Hornblendeandesite, die Enstatit- (Bronzit- oder Hypersthen-) Andesite und die Augitandesite. Diese vier Gruppen sind nicht nur durch Zwischenglieder, durch geologische Verknüpfung, durch Übergänge innerhalb eines und desselben Gesteinskörpers, sondern auch durch zeitliche Übergänge aufs engste miteinander verbunden. Ich bezeichne es dabei als einen zeitlichen Übergang, wenn nachweislich

ein heute thatsächlich die Mineralcombination eines Hypersthen- oder Augitandesits besitzendes Gestein in gewissen Abschnitten seiner magmatischen Entwicklung den Mineralbestand eines Glimmer- oder Amphibolandesits besass oder anstrebte.

Mineralogische Zusammensetzung der Andesite*.

An dem Aufbau der Andesite betheiligen sich ausser einem Kalknatronfeldspath, neben welchem selten unter den Einsprenglingen, wahrscheinlich oft in der Grundmasse auch Alkalifeldspathe erscheinen, Glimmer der Biotitreihe, Amphibol, rhombische und monokline Pyroxene als wesentliche krystalline Gemengtheile. Eisenerze (Magnetit, Eisenglanz, Ilmenit), Apatit und spärlicher Zirkon sind allgemein verbreitet, eine amorphe Basis ist sehr oft, aber keineswegs immer vorhanden. Unter den accessorischen Gemengtheilen sind Olivin, Titanit, Granat, Tridymit, Orthit und Pyrit die häufigeren. Mit dem Granat associirt sich gern der Cordierit. — Eine kleine Untergruppe der Andesite ist durch constante Beimengung eines Hauyn-Minerals charakterisirt.

Unter den Kalknatronfeldspath-Einsprenglingen der Andesite kennt man Glieder aller Reihen vom Oligoklas bis hinab zum Anorthit, und zwar im Allgemeinen in solcher Vertheilung, dass Oligoklas, Andesin und Labrador vorwiegend an die Glimmer- und Hornblende-Andesite, Labrador, Bytownit und Anorthit mit Vorliebe an die Pyroxen- (Enstatit- und Augit-) Andesite gebunden scheinen. Doch sind auch saure Feldspathe in den Pyroxenandesiten (Santorin), recht basische in den Glimmer- und Hornblendeandesiten (Bogosloff in Alaska**) nachgewiesen worden. Aus den optischen Erscheinungen an den fast stets zonarstruirten

---

* Bei aller Übereinstimmung in der mineralogischen Zusammensetzung stecken dennoch in den Andesiten zwei chemisch durchaus verschiedene Gesteinsreihen, die eine mit stark vorherrschendem Kern ($NaK)AlSi_2$ und sehr arm an RSi, die andere mit Vorherrschaft von ($CaAl_2Si_4$) und auch RSi. Die erste Reihe ist in manchen Gegenden durch auffallend hohen Gehalt an K charakterisirt; in andern Gebieten tritt das nicht hervor. Genau dasselbe wiederholt sich in den Porphyriten. Eine Trennung dieser Reihen ist zur Zeit noch nicht durchführbar.

** Auch Osann bestimmte die Einsprenglinge im Glimmer-Andesit des Hoyazo am Cabo de Gata als Labrador-Bytownit, im Hypersthenandesit fast stets als Anorthit bis Bytownit (nur einmal am Morro de los Genoveses als Labrador).

Feldspathen dieser Gesteine ist z. Th. nachgewiesen, z. Th. wahrscheinlich gemacht worden, dass allenthalben die intratellurische Periode der Feldspathbildung mit Anorthit oder doch recht anorthitreichen Mischungen beginnt und zu stets saureren Mischungen mit nicht gerade seltenen Recurrenzen in der Reihe fortschreitet. Da nun eine Trennung der verschiedenen isomorphen Schichten zu gesonderter Analyse mit den heutigen Trennungsmitteln unausführbar ist, so wird man zu der Annahme genöthigt, dass die Analyse der Feldspatheinsprenglinge eines Andesits (oder natürlich auch eines andern Effusivgesteins) eine Art Bauschanalyse ist, die als solche eines homogenen Feldspaths angesehen wird. Dieser muss dann natürlich in einem bestimmten Magma um so saurer erscheinen, je länger die Periode der intratellurischen Feldspathbildung dauerte. So erklärt es sich vielleicht, dass die chemische und die Bestimmung nach dem specifischen Gewicht in Andesiten gleicher chemischer und mineralischer Constitution an einem Orte Labrador, an einem andern Andesin lieferte. — Sehr interessante Mittheilungen über Feldspathbildung machte Retgers in Verbeek, Krakatoa, S. 218—262.

Die Form der Plagioklaseinsprenglinge, welche eine oft recht complicirte ist, wird vorwiegend durch die Flächen M, P, T, l, z, x oder y, untergeordnet durch n, e, o, v, f u. s. w. gegeben. Dabei ist der Habitus meistens tafelförmig nach M. Schnitte parallel dieser Fläche sind dann sechsseitig, wobei bald die Kante P : M, bald die Kante T : M, bald die Kante y : M, selten x : M durch grössere Länge sich auszeichnen. Die Schnitte, welche nahezu senkrecht M trafen, liefern Leisten. — Durch Streckung des Krystalls nach der Fläche P entsteht ein prismatischer Habitus, bei welchem P und M angenähert im Gleichgewicht aufzutreten pflegen. Selten entwickelt sich prismatischer Habitus durch Entwicklung von T und l bei zurücktretendem P und M. — Recht isometrische Formen entstehen durch gleichmässige Ausbildung der Flächen M, P und y; die Durchschnitte sind dann fast stets angenähert rectangulär oder kurzoblong. — Selten ist der Periklinhabitus mit herrschendem P und x. — Zwillingsbildungen sind überaus verbreitet, aber keineswegs allenthalben vorhanden. Das Albitgesetz (Roc-tourné-Zwillinge wurden von Elich vielfach in den Gesteinen des Iliniza nachgewiesen), welches die weitaus grösste Verbreitung hat und sich sehr oft mit dem Periklingesetz verbindet, liefert Viellinge, die sich ihrerseits zwillingsartig nach verschiedenen Gesetzen bald juxtaponiren, bald penetriren. Hier

herrscht in weiter Verbreitung das Karlsbader Gesetz; seltener begegnet man dem Bavenoer und dem Manebacher Gesetz. Zwillingsbildung nach dem Brachyprisma (130) oder (130) beobachtete Hocks am Andesit des Froschberg im Siebengebirge. Durch gleichzeitige Ausbildung mehrerer dieser Gesetze entstehen oft höchst complicirte Gruppirungen, über welche vom Rath an andinischen und nordamerikanischen, Tschermak an Andesiten von Verespatak, Förstner an solchen von Pantelleria wichtige Mittheilungen machten. Eine Verfolgung dieses complicirten Aufbaus in mikroskopischen Durchschnitten wird durch die Spaltungsrisse und die Beobachtung im convergenten Lichte ermöglicht. — Durch Herabsinken der Zwillingslamellen zu sehr geringer Breite entstehen unsichere Auslöschungen zwischen gekreuzten Nicols, welche an die durch Druck hervorgebrachte undulöse Auslöschung erinnern können. Bei sehr dünnen Präparaten und hinreichender Vergrösserung wird dann die Lamellirung erkennbar. Ähnliches bemerkte wohl schon Behrens an den Feldspatheinsprenglingen des Andesits vom Keloet auf Java, wenn er von dem bei flüchtiger mikroskopischer Untersuchung scheinbar reichlichen Sanidin sagt: „Bei fortgesetzter Untersuchung stellte sich das Bedenken ein, ob nicht unter der buntfarbigen Spannungspolarisation vieler scheinbarer Sanidine Zwillingsbildung versteckt sein könnte.“ Ätzversuche bewiesen dann, dass Kalknatronfeldspath vorlag.

Ganz ausserordentlich, man kann fast sagen, allgemein verbreitet ist die im Durchschnitt als Zonarstructur erscheinende isomorphe Schichtung. Bald besitzen die successiven Schalen kaum messbare Dünne, so dass eine scharfe Grenze der jeweils zwischen gekreuzten Nicols ausgelöschten Schalen gegen die nicht in Dunkelstellung befindlichen vermisst wird, bald sind sie breit genug, um eine genaue Bestimmung der Auslöschungsschiefen in jeder Schale zu gestatten, bald wechseln Schalen äusserster Dünne mit breiteren. Diese Erscheinungen würden sich durch das bald stetig, bald mehr sprungweise sich ändernde Mischungsverhältniss von Ab und An erklären. Höpfner machte darauf aufmerksam, dass im Allgemeinen allerdings mit Annäherung an die Peripherie der Feldspath saurer wird (er nennt das fortschreitende Zonarstructur), dass jedoch auch bisweilen auf saurere Schalen nach aussen wieder basischere zu folgen scheinen, die eine neue Serie mit nach aussen zunehmender Acidität einleiten (unregelmässig wiederholte Zonarstructur). Letztere Erscheinung würde auf eine

Änderung in der Constitution des Magmas während der Feldspathausscheidung, oder vielleicht auch auf eine Ortsänderung des wachsenden Feldspaths im Magma schliessen lassen. Dass die chemische Constitution der Feldspatheinsprenglinge in verschiedenen ihrer Zonen verschieden sei, constatirt Küch nach Vorgang von Törnebohm auch durch Ätzung und durch die Bestimmung des specifischen Gewichts, sowie mikroskopisch an vielen columbianischen Andesiten in einer sehr sorgfältigen, aber nicht immer historisch ganz gerechten Arbeit. Er fand, dass nicht allgemein jede äussere Zone sauerer sei, als jede innere, sondern dass mehrfach im Durchschnitt saurere und im Durchschnitt basischere Zonen wechseln, aber er constatirte zugleich, dass dann in diesen Zonen erster Ordnung, wenn man diesen Ausdruck gebrauchen will, wieder von innen nach aussen der Kalkgehalt abnehme. Das würde also auf eine mehrfache Unterbrechung im Wachsthum hinweisen, die Regel aber bestätigen. Die Durchschnittszusammensetzung der Einsprenglinge ging in den Andesiten nicht über die Andesinmischung hinaus und blieb vorwiegend die des Labrador. Bei den columbianischen Daciten waren die Plagioklas-Einsprenglinge im Durchschnitt saurer und entsprachen eben dem Andesin; auch wurde wohl etwas Sanidin gefunden, was bei den Einsprenglingen der Andesite nicht der Fall war.

Höpfner hatte also nur übersehen, dass die primären Zonen nicht einheitlich, sondern ihrerseits wieder zonar gebaut waren mit nach aussen fortschreitendem Gehalt an Albit. — Auch Hocks wies die nach aussen zunehmende Acidität der Plagioklaseinsprenglinge im Andesit des Froschberg nach.

Dass die Plagioklaseinsprenglinge der Andesite von einer äussersten Schale von Kalifeldspath umwachsen werden, beobachtete schon Cross. Er sagt, dass dieser Sanidinmantel „is in fact merely the orthoclase of the groundmass brought into regular relations with the plagioclase by crystallographic forces, and the only unusual feature in this case is the uniform thickness of this zone about all crystals". — Gemeiniglich haben die isomorphen Schalen eine mit dem äusseren Krystallumriss parallele Grenze, doch kommt auch der Fall nicht allzu selten vor, dass die Wachsthumsrichtung und Formentwicklung sich während der Krystallbildung änderte, so dass die inneren Schalen andere Grenzen aufweisen, als die äusseren.

Der Reichthum an Interpositionen in den Kalknatronfeldspath-Einsprenglingen ist ein in verschiedenen Gesteinen sehr verschie-

dener. Bald mehr oder weniger frei von solchen, sind sie in andern Gesteinen derart vollgepfropft, dass die Feldspathsubstanz nur einen spärlichen Kitt für die fremden Körper bildet. Auch die Anordnung schwankt sehr; am häufigsten dürfte die zonare und centrale, seltener die peripherische sein. Unter den Einschlüssen herrschen die Glasinterpositionen in bald regelloser oder rundlicher, bald polygonaler und dem Wirth entlehnter Form. Diese Glaseinschlüsse haben durchaus nicht immer das Aussehen der eventuell vorhandenen Gesteinsbasis; sie sind oft tiefbraun, während diese farblos ist, und legen also deutlich Zeugniss ab für die sich im Magma durch die Krystallisation vollziehenden Änderungen. Es kommt auch der mehrfach in der Literatur erwähnte Fall vor, dass zweierlei, durch ihre Farben verschiedene, Glaseinschlüsse in den Feldspathen vorhanden sind. — Nächstdem pflegen Einschlüsse der älteren associirten Mineralien (Erze, Apatit, Zirkon, Titanit, Biotit, Amphibol, Pyroxen) in allerdings meistens ganz vereinzelten Individuen vorzukommen. — Flüssigkeiten sind nicht eben häufig in den unveränderten Feldspathen vorhanden. Doch kommen sie — und werden auch mehrfach in der Literatur erwähnt — selbst in nicht eben glasarmen Gesteinen vor (Gegend von Schemnitz, im Glimmerandesit des Hoyazo am Cabo de Gata nach Osann).

Mechanische Deformationen der Feldspatheinsprenglinge beschränken sich auf Zerbrechungen, wie sie bei dem Eruptionsact und bei der fliessenden Bewegung der erstarrenden Effusivmassen nothwendig vorkommen müssen und um so zahlreicher vorkommen werden, je stürmischer diese Acte verlaufen. — Chemische Deformationen zeigen sich in Rundung von Kanten und Ecken und in oft sehr bizarren Einbuchtungen der Gesteinsmasse. Mit der letzteren ist oft eine auf den ersten Anblick überraschende Anordnung der Interpositionen verbunden, welche auch von Bucca an Augit-Andesiten von Lipari, von Renard an solchen von Ascension erwähnt, von letzterem auch bereits gewiss richtig erklärt wurde. Die Interpositionen folgen dann nämlich oft nicht dem wohl erkennbaren Schalenbau der Krystalle, sondern der deformirten Umgrenzung. Ja es giebt Gesteine, in deren Feldspathen central die normale krystallographische Anordnung der Glaseinschlüsse, peripherisch die der deformirten Grenze parallele statthat. Sehr oft folgt auf diese peripherische, der Deformationsgrenze parallele Einschlusszone ein äusserer, ganz einschlussfreier Feldspathmantel, dessen äussere Abgrenzung das deutliche Bestreben nach Her-

stellung von Krystallumrissen erkennen lässt. Offenbar folgte hier auf eine Periode der Wiederauflösung der bereits ausgeschiedenen Feldspathe eine solche des rapiden Anschiessens neuer Feldspathsubstanz, während welcher die eben wegen des raschen Wachsthums massenhaft aufgenommenen Einschlüsse parallel dem Deformationsumriss sich ordnen mussten. Dann trat wieder verlangsamtes Wachsthum ein, demzufolge Freiheit von Interpositionen und Anstreben regelmässiger krystallographischer Ausheilung*.

Die Verwitterung der Feldspatheinsprenglinge führt neben Ausscheidung von Kalkcarbonat, welches oft nicht an Ort und Stelle bleibt, sondern auswandert, zu der Bildung von feinschuppigen Aggregaten, deren Bestimmung als Kaolin oder Muscovit meistens nicht sicher ausführbar ist. Nach den Untersuchungen von Tschermak an den Labradoren des Andesits von Verespatak gesellt sich hierzu an genanntem Ort ein Thonerdesilikathydrat von der Formel H_2O, Al_2O_3, $3SiO_2$ nebst etwas Quarz, Limonit und Pennin. — Der letztgenannten Substanz gehören wahrscheinlich die feinfasrigen pseudophitischen Umwandlungsproducte der Plagioklase mancher Dacite aus der Gegend von Kapnik und des Hornblendeandesits vom Stenzelberg im Siebengebirge an. — Umwandlung der Feldspathe in ein amorphes Thonerdesilikat von halloysitähnlicher Beschaffenheit bespricht Mügge aus Biotit-Amphibol-Andesiten von S. Miguel und Fayal. — In andern Gesteinen dieser Familie werden die Feldspathe in Opal umgewandelt, ein Process, der auch die farbigen Silikate und sogar das ganze Gestein ergreifen kann. Dabei werden oft alle Structurdetails in deutlichster Weise erhalten. Sehr ausführlich werden diese Vorgänge von Kispatić an Pyroxenandesiten von Gleichenberg in Steiermark beschrieben und theils durch die Einwirkung kohlesäurehaltiger Gewässer, theils durch die Einwirkung von Schwefelsäure erklärt, welche sich aus dem Schwefelwasserstoff der Solfataren oder aus Pyrit durch Oxydation bilden kann. Wo die Schwefelsäure die Umwandlung bewirkte, wird man zugleich das Auftreten von Alunit erwarten, der denn auch vielfach beobachtet wurde. — Umwandlung der Feldspathe in Opal giebt Bergeat aus olivinführendem Pyroxenandesit vom Yupiltepeque in Guatemala an, eine vollständige Verkieselung der

* Auf einen solchen plötzlichen Wechsel in der Entwicklung des Magmas deutet vielleicht auch die Beobachtung Bucca's hin, dass die Grenzen der Zwillingslamellen in dem Kern solcher Feldspathe im polarisirten Licht verwaschen waren, „dando l'impressione che il cristallo fosse stato sottoposto ad una tempera".

Feldspathe nicht nur, sondern auch des gesammten Gesteins wird von Küch an den Andesiten von Pasto im südlichen Columbien beschrieben und auf Fumarolen zurückgeführt. — Hatch, Renard u. a. beschreiben ähnliche oder doch verwandte Silificirungsvorgänge aus südamerikanischen und aus Andesiten des Indischen Archipels. Elich fand, dass die Opalbildung besonders leicht in den centralen, also basischeren Theilen der Plagioklase eintrete. — Die Umwandlung der Feldspathe in Gemenge von Carbonaten, Epidot und Quarz ist vorwiegend an die propylitischen Facies gebunden. Die Epidotisirung giebt auch Bertolio aus Andesiten der Gegend von Siliqua in Südsardinien, d'Acchiardi von pilotaxitischem Amphibolandesit von Bagtsché-Déré in Kleinasien an. Der Epidot ist hier z. Th. Withamit nach der Beschreibung.

Wo Sanidin als Einsprengling auftritt, unterscheidet er sich in nichts von dem Sanidin der Trachyte und hat auch hier oft auffallend kleine Axenwinkel.

Die Feldspathe der Grundmasse haben in den weitaus meisten andesitischen Gesteinen die Form nach der Axe a gestreckter Leistchen, welche bald eine Viellingslamellirung zeigen, bald einfache Zwillinge mit einer der Längsrichtung parallelen Zwillingsnaht darstellen, bald durchaus einfache Individuen sind. Soweit diese Grundmasse-Feldspathe den Kalknatronfeldspathen zugehören und Bestimmungen derselben nach Gewicht, chemischen Reactionen oder Lage der Auslöschungsrichtungen ausgeführt wurden, sind dieselben saurer, als die Einsprenglinge. Man kennt sie bisher nicht basischer als Labrador*; sehr häufig scheint Andesin und Oligoklas zu sein; in einzelnen Fällen (Santorin) wurde Albit nachgewiesen. Die Dimensionen pflegen sehr geringe zu sein; sie sinken bis zu gegabelten Wachsthumsformen und zu trichitischer Ausbildung herab, wobei sie sich dann in hypokrystallinen Grundmassen gern zu radialen Gruppen und zu echten Sphärokrystallen ordnen. — Neben solchen leistenförmigen Feldspathen, seltener allein, begegnet man quadratischen und kurzrectangulären Feldspathdurchschnitten, welche ebenfalls bald Zwillingsstreifung besitzen, bald derselben vollkommen entbehren. Dass unter diesen Grundmasse-Feldspathen, zumal bei mehr oder weniger holokrystalliner Entwicklung des Gesteins, Sanidin vorkomme, ist nur selten nach-

* Solche Gesteine, deren Feldspathmikrolithe etwa 30° schief auslöschen, heissen in der französischen Petrographie „Labradorites", nicht „Andésites".

gewiesen, geht aber aus dem oft nicht unbeträchtlichen Gehalt der Bauschanalyse an K_2O und aus der durch alle vorliegenden Separatanalysen bestätigten Thatsache, dass das Kali sich in den Gesteinsgläsern anreichert, mit grosser Wahrscheinlichkeit hervor. Auch Osann giebt aus mehr oder weniger holokrystallinen Hypersthen-Andesiten vom Fraile Grande am Cabo de Gata Sanidin als wahrscheinlich letzte krystalline Ausscheidung an. — Allotriomorphkörnige Form der Grundmasse-Feldspathe in unveränderten Andesiten ist nicht eben häufig; sie kommt anscheinend nur bei grobkörnig holokrystallinen Grundmassen und auch hier nur selten vor. — An Einschlüssen sind die Grundmasse-Feldspathe durchweg arm, meistens fehlen dieselben ganz.

Der Magnesiaglimmer der Dacite und Andesite als Einsprengling ist idiomorph und bildet tafelförmige Individuen von hexagonaler Umgrenzung. Er gehört, soweit bisher Untersuchungen nach dieser Richtung durchgeführt wurden, ganz vorwiegend zum Meroxen, doch kommen neben diesem in demselben Gestein Individuen vor mit anomitischer Lage der Axenebene senkrecht zu einer der Grenzlinien (Repistye bei Schemnitz). — Die Farbe im durchfallenden Lichte ist braun bis braunroth und blutroth; der Pleochroismus ist sehr stark, die parallel zur Spaltbarkeit schwingenden Strahlen werden fast vollständig absorbirt, die dazu senkrecht oscillirenden sind gelbroth bis strohgelb oder grünlichgelb. Der Winkel der optischen Axen hat sehr schwankende Werthe; oft nahezu 0^0 bei tiefbrauner Farbe, wächst er bis zu 50^0 und darüber besonders bei rothbrauner und blutrother Farbe. Die Bissectrix zeigt nicht selten (Siebengebirge, Ungarn, Azoren) eine merkliche Schiefe gegen die Normale zu (001) und gestattet dann die Constatirung der weiten Verbreitung des Tschermak'schen Zwillingsgesetzes, dessen Vorhandensein sich auch bei zur Spaltbarkeit paralleler Auslöschung bisweilen durch die Verschiedenfarbigkeit der in der Spaltfläche schwingenden Strahlen bei Querschnitten erkennen lässt. — Sprünge nach den Gleitflächen in drei sich auf der Basis unter 60^0 schneidenden Richtungen giebt Hussak aus dem Pyroxen-Andesit von Gleichenberg an; sie waren mit Eisenerzen erfüllt.

Der Glimmer umschliesst mit Vorliebe die älteren associirten Mineralien (Eisenerze, Apatit, Zirkon) und zeigt auch wohl, wenngleich sehr selten, um diese Einschlüsse herum tiefere Färbung. — Verbiegungen der Glimmerblättchen sind sehr verbreitet. — Als

eine Erscheinung der magmatischen Resorption sind auch hier die Mäntel von Magnetit und Augit in wechselndem Mengenverhältniss dieser Mineralien zu betonen. Sie wachsen sehr oft bis zu vollständiger Verdrängung des Glimmers, von dessen früherer Anwesenheit dann nur die dunklen Magnetit-Augithäufchen Kunde geben, welche gelegentlich die Form des Mutterminerals ziemlich deutlich erhalten haben. — Man darf wohl die Behauptung aufstellen, dass diese ungemein verbreitete magmatische Umwandlung des Glimmers sehr constant in den basischeren und holokrystallinen Andesiten vorkommt, dass sie in den sauren und basisreichen Gesteinen öfter fehlt, zumal dann, wenn diese keinen Pyroxen führen.

Die atmosphärische Zersetzung des Glimmers führt oft zu einer merklichen Bleichung, dann auch zur Umbildung in Chlorit und endlich zu Gemengen von Carbonaten, Eisenerzen und Quarz.

Eine jüngere, wohl der Effusionsperiode angehörige Generation von Biotit giebt Mügge von S. Miguel und Fayal an. Sie findet sich auch sonst wohl spärlich (Anden, Kleinasien). Die Blättchen sind dann nicht idiomorph und entbehren durchweg der Magnetit-Augit-Umrandungen.

Der Amphibol als Einsprengling in Daciten und Andesiten, soweit er ursprünglicher Gemengtheil ist, bildet idiomorphe Individuen, welche in der Prismenzone von (110) (010), seltener auch von (100), terminal von (001) und ($\bar{1}11$) begrenzt werden oder sich auszacken. Zwillingsbildung nach (100) ist ziemlich verbreitet. Eine ungewöhnliche Zwillingsbildung erwähnt Niedzwiedzki aus einem Dacit vom Nordabhang des Vitos; die Spaltrisse in Längsschnitten bildeten in den verzwillingten Individuen einen Winkel von 90° miteinander*. — Die Farbe des Amphibols ist bald braun, bald grün im durchfallenden Lichte und zwar so, dass braune Farben bei hypokrystalliner und vitrophyrischer, grüne bei holokrystalliner Structur häufiger auftreten. Doch sind Ausnahmen ziemlich verbreitet. Die Auslöschungsschiefe auf (110) war immer klein oder Null bei brauner Farbe, sie stieg bis zu 18° bei grüner Farbe. Zwischen den braunen und grünen Hornblenden stehen vermittelnd bräunlichgrüne. — Auch braunrothe bis blutrothe Amphibole kommen

* Klautzsch fand im Dacit des Quilatoa, Ecuador, das gewöhnliche Zwillingsgesetz in Penetrationsgestalt ausgebildet, so dass ein Durchschnitt nach der Längsfläche in vier Felder zerfiel, von denen je zwei diametral gegenüberliegende gleichzeitig auslöschten; damit war ein dritter Krystall in Zwillingsstellung nach der Basis, so dass die Prismenaxen etwa 30° miteinander bildeten.

vor und zwar gern in Begleitung ebenso gefärbten Biotits. Sie mögen vielleicht Fremdlinge sein und ihre Farbe, wie bei den Versuchen von Schneider und Belowsky (d. Buch, I. Bd. 3. Aufl. S. 558), durch Glühen bekommen haben. — Der Pleochroismus ist durchweg stark bei braunen und rothen Farben. Häufiger Pleochroismus ist

c = dunkelbraunschwarz	b = braunroth	a = grünlichgelb
= bräunlichgrün	= gelbgrün	= hellgrün bis fast farblos
= bräunlich olivengrün	= hellbraun oder olivengrün	= hellbräunlichgelb bis farblos
= grünlichgrauviolett	= braungelb	= braunroth
= grünlichbraun	= grünlichbraun	= grünlichgelb

Etwas abweichend ist nach Osann ein Andesit des Hoyazo: c = dunkelgrüngelb, b = grünbraun, a = hellgrüngelb mit $b > c > a$ und $c : c = 16^0$, und in den Daciten des Cabo de Gata c = dunkelgrün, b = dunkelbraungrün, a = hellgelbgrün mit $b \geqq c > a$ und $c : c = 13^0\,15'$. Das gemahnt an katophoritische Amphibole.

Die Stärke der Asorption giebt oft derjenigen des Biotits wenig nach. — Zonarer Farbenwechsel, also wohl isomorphe Schichtung, kommt im Ganzen selten vor, und hat dann auch verschiedenen Pleochroismus und etwas abweichende Auslöschungsschiefen zur Folge.

Als Interpositionen finden sich die älteren associirten Mineralien, wie bei Biotit, selbst Feldspath wird als Einschluss angegeben; hie und da auch kurzprismatische oder nadelförmige opake Körper unbekannter Art, bald parallel der Prismenaxe, bald dazu geneigt, in ein oder zwei Systeme schwarmartig gruppirt. Glaseier, denen bisweilen Erzkörnchen anhaften, kommen besonders bei hypokrystallinen oder vitrophyrischen Gesteinen vor.

Zerbrechungen der Amphibolsäulen mit scharfen Bruchrändern, Abrundungen der Ecken und Kanten sind häufige Erscheinungen. Auch die Hornblende zeigt die bei dem Biotit erwähnten Resorptionserscheinungen unter Neubildung von Magnetit und Augit in gleicher Art und gleichem Grade und mit den gleichen Beziehungen zur Structur und zum Mineralbestande. Um grüne Hornblende sind diese Magnetit-Augithöfe bei weitem seltener, als um braune. Neubildung von Biotit in diesen Resorptionshöfen beobachtete Renard auf der Insel Kantavu (Fidji)*. — Die auch in der Lite-

* In den grossen Hornblenden der Dacite des Cabo de Gata beobachtete Osann, wie diese Resorption von der Peripherie her canalförmig und netzartig

ratur mehrfach constatirte Thatsache, dass diese Magnetit-Augit-Mäntel nicht nur um die Krystallcontouren, sondern auch um Bruchflächen der Hornblende entwickelt sind, beweist ihre späte Entstehung. Dieselbe muss wohl mit dem Eruptionsact beginnen, oder bald auf diesen folgen. Mit diesem Act, bei welchem mit grosser Wahrscheinlichkeit die Zerbrechungen stattfanden, ist aber zugleich die gewaltigste Veränderung in der chemischen Constitution der Eruptivmagmen verbunden, ihre durch plötzliche oder doch rasche Druckverminderung bedingte Entwässerung und die dadurch hervorgerufene bedeutende Zunahme ihrer Acidität. Hierdurch, scheint es, wurden die in der Tiefe ausgeschiedenen Molecularverbindungen, Biotit und Amphibol, bestandunfähig; ihrer Resorption folgte sodann auf dem Fusse die Ausscheidung von Magnetit und Augit.

Die atmosphärische Verwitterung der Hornblende liefert, wie diejenige des Biotit, zunächst Chlorit oder Serpentin, schliesslich Carbonate, Eisenerze und Quarz oder Chalcedon, bez. Opal. In manchen ungarischen Andesiten von nicht frischem Erhaltungszustande wird der Raum der früheren Hornblende von in HCl ziemlich leicht löslichem Eisenerz allein ausgefüllt. — Eine Umwandlung der compacten Hornblende in uralitisch fasrige unter Ausscheidung von Eisenerzen giebt Osann vom Cabo de Gata an. Epidotbildung aus Hornblende ist vorwiegend an propylitische Facies gebunden.

Eine Wiederkehr der Hornblendebildung während der Effusionsperiode scheint selten stattzufinden. Nach Küch ist sie verbreitet in den Amphibol-Pyroxen-Andesiten von Columbia. Mügge erwähnt sie von S. Miguel und Fayal, nach v. Drasche's Beschreibung scheint sie im Amphibol-Andesit von Wöllau in Steiermark vorzukommen. — Ob die von Mügge aus gewissen Azoren-Andesiten beschriebenen Wachsthumsformen der Hornblende mit grossem centralem Glaseinschluss, welche auffallend an Olivin erinnern, der intratellurischen oder Effusionsperiode angehören, ist schwer zu entscheiden.

Von Pyroxenen kennt man aus den Daciten und Andesiten die rhombischen Pyroxene und grünen monoklinen Augit. Gegen-

ins Innere unter Erhaltung der Hornblendeform vorschreitet. Sind die neugebildeten Pyroxene (es sind rhombische und monokline) sehr klein, so liegen sie regellos; bei grösseren Dimensionen ordnen sie sich parallel und haben mit der Hornblende die Axen c und b gemeinsam.

über den palaeovulkanischen Ergussgesteinen ist die deutliche Vorherrschaft des Hypersthen unter den rhombischen Pyroxenen zu betonen. Es möge daher der Kürze halber im Folgenden schlechthin Hypersthen statt rhombischer Pyroxen gesagt werden.

Der Hypersthen gehört der intratellurischen Periode an und ist stets idiomorph in schlanken oder häufiger in gedrungenen Säulen, welche vorwiegend von (100) und (010), sehr untergeordnet von (110) begrenzt werden und terminal mit stumpfen Pyramiden und Domen abschliessen. Für die Form, Zwillingsbildung (nach Osann am Cabo de Gata nach (012) (013) und (023) für die Stellung des spitzen Prismenwinkels nach vorn), Spaltbarkeit (sie wird nur in wirklich vom Schliff getroffenen Individuen und in sehr dünnen Präparaten, dann aber auch sehr gut sichtbar), Absonderung und Optik sei auf die betreffenden Abschnitte in Bd. I verwiesen. — Der Hypersthen ist niemals reich an Einschlüssen; ausser Eisenerzen, Apatit und gelegentlich Zirkon sind Glaseinschlüsse ziemlich allgemein verbreitet. — Die Umwandlungsphänomene des verhältnissmässig leicht der atmosphärischen Zersetzung anheimfallenden Hypersthen sind recht verschiedenartig. In manchen Gesteinen wird derselbe durch eine Ausscheidung von Eisenoxyd oder Eisenhydroxyd zunächst fleckig. Dann überzieht er sich mit einer continuirlichen, rostbraunen Kruste, welche mehr und mehr ins Innere des Krystalls eindringt und den Raum desselben zuletzt ganz erfüllt. — In andern Fällen beginnt von den zur Säulenaxe angenähert senkrecht verlaufenden Absonderungsklüften eine Faserbildung, wobei die neugebildete Substanz bald dem Bastit (Serpentin), bald dem Amphibol angehört. Diese Faseraggregate wachsen parallel der Prismenaxe bis die zwischen zwei Absonderungsklüften liegenden Felder nur aus ihnen bestehen und so entwickeln sich Pseudomorphosen von Bastit oder grünem Amphibol (wohl Strahlstein) nach rhombischem Pyroxen. Die Amphibolitisirung der Hypersthene scheint mit Vorliebe in der propylitischen Facies der Dacite und Andesite einzutreten.

Lenk und Küch geben entgegen allen bisherigen Erfahrungen auch in geringer Menge eine Bildung des Hypersthen in der Effusionsperiode, also als Grundmasse-Gemengtheil, bei mexicanischen, beziehungsweise columbianischen Andesiten an.

Der monokline Pyroxen der Dacite und Andesite scheint bisher nur spärlich chemisch untersucht worden zu sein. Nach Form und Habitus steht er demjenigen der normalen Trachyte sehr

nahe und dürfte zunächst als grüner Augit bezeichnet werden können. Dass unter diesem Namen jedoch ziemlich abweichende chemische Zusammensetzungen subsumirt sind, ergiebt sich direct aus den bisher vorliegenden Analysen (z. B. Fouqué's von Augiten der Santorin-Andesite) und lässt sich aus dem verschiedenen physikalischen Verhalten derselben schliessen.

Die Einsprenglingsaugite sind fast stets vollkommen idiomorph und werden von (110) (100) (010) ($\bar{1}11$) begrenzt, zu denen terminal bisweilen weitere Flächen hinzutreten. Die Pinakoide herrschen nicht, wie beim Hypersthen, sondern stehen meistens im Gleichgewicht mit dem Prisma, oder sind wenig breiter als dieses. Zwillingsbildungen nach (100) sind recht verbreitet* und nicht selten liegen zwischen den beiden Hauptindividuen eine ganze Anzahl schmaler Zwillingslamellen. Eine abweichende Zwillingsbildung beschreibt Kreutz aus einem Augit-Andesit vom Karnen Verch im Smrkouz-Gebirge; eine Reihe von Zwillingslamellen lagen parallel einer terminalen Kante eines Durchschnitts nach (100). Diese Kante bildete mit einer Längskante des Durchschnitts einen Winkel von 121°—122° und scheint der gemeinen Hemipyramide des Augits anzugehören. Doch hält Kreutz diesen Parallelismus nur für scheinbar und nimmt an, es liege hier das bei basaltischen Augiten öfter vorkommende Gesetz vor, die Zwillingsebene sei eine Fläche von ($\bar{1}22$). Die gleiche Zwillingsbildung beobachtete Kreutz an Augiten des Vihorlat-Gutin-Gebirges. Elich giebt aus Gesteinen des Iliniza-Gebiets Durchkreuzungszwillinge nach mehreren Orthodomen an, so nach (302) oder (102) mit $c : c = 60° — 61°$ auf Schnitten nach dem Klinopinakoid und nach (904) oder (504), wobei sich die Prismenaxen auf derselben Fläche annähernd senkrecht schneiden. — Die Spaltung nach (110) ist stets sehr deutlich.

Die Farben der Augite sind grün im durchfallenden Lichte in verschiedenen Nüancen; Lichtbrechung, Doppelbrechung und Lage der Bissectricen die normalen. In sehr vielen Gesteinen zeigen diese Augite keinen merklichen Pleochroismus, in andern tritt diese Eigenschaft sehr auffallend hervor. Dabei bleiben die Farben bald in grünen Tönen (gelbgrün, hellgrün, dunkelolivengrün nach Bucca, bezeichnenderweise in Andesiten der Roccamonfina), bald nähern sich dieselben denjenigen der Augite in den Leucitophyren, die

* In der Ausbildung als Durchkreuzungszwillinge fanden Küch und Elich dieses Gesetz in Gesteinen der Andenkette.

Farben der in der Axenebene schwingenden Strahlen sind gelb, dazu senkrecht grün (Bleiberg im Siebengebirge), noch häufiger ist der Pleochroismus sehr ähnlich demjenigen des Hypersthen. So findet man a = c = grün, b = bräunlich sehr häufig, auch oft in der Literatur erwähnt, z. B. bei Cohen aus Augitandesitbimsstein von Neu-Britannien, Oebbeke von den Philippinen, Renard vom Vulkan Camiguin (daselbst), Koto von Japan u. a., seltener ist a = b = röthlichgelb bis bräunlich, c = grün. Die Unterscheidung von Hypersthen kann dann recht schwierig werden an mikroskopischen Durchschnitten, so leicht sie am isolirten Material ist. Gute Dienste leisten die Querschnitte, deren Spaltrisse 90° bilden; in diesen muss bei Augiten eine Axe, bei Hypersthen eine Bissectrix austreten. — Gelbe Farben (Aranyer Berg) sind möglicherweise secundär.

An Einschlüssen begegnet man im Augit denselben Substanzen, wie im Hypersthen. — Mechanische Deformationen sind die gleichen in beiden Mineralien. — Die bei Biotit und Amphibol besprochenen Resorptionshöfe sind nur selten um Hypersthen vorhanden. Am Augit werden Umsäumungen durch Magnetit ebenfalls nur ausnahmsweise erwähnt, so von Pabst aus Amphibolandesit von Tokitsu bei Arita in Japan, von Lagorio vom Kasbek.

Der Augit widersteht umwandelnden Agentien weit besser, als der Hypersthen. Er zersetzt sich zu Chlorit, Epidot und Carbonaten, oder es kommt auch die Opalpseudomorphose vor. — Recht selten ist eine peripherische Bräunung, wie sie am Hypersthen erwähnt wurde.

Ziemlich verbreitet ist die parallele Verwachsung von Hypersthen und Augit, bei welcher letztgenanntes Mineral stets den äusseren Mantel bildet* und sich demnach als jünger erweist, so bei Kremnitz, Fernezely u. a. O. in Ungarn, am Varatikberge bei Olahposbanya in Siebenbürgen, bei St. Egidi in Steiermark u. s. w. — Parallele Verwachsung von Hornblende, Hypersthen und Augit beschreibt Iddings mehrfach aus Vorkommnissen der Vereinigten Staaten und Centralamerikas; die Hornblende umwuchs die beiden Pyroxene. Küch beobachtete in columbianischen Andesiten theils das gleiche Verhalten, theils das Umgekehrte, so dass also die Hornblende den Kern bildete, theils auch eine mikroperthitische Verwachsung.

* Dass bei dieser Verwachsung der Hypersthen aussen lag, berichtet Osann vom Glimmerandesit des Hoyazo auffallenderweise. In den Hypersthen-Andesiten des Cabo de Gata fand Osann stets das normale Verhalten, wie oben angegeben.

Gegenüber dem Hypersthen, welcher jedenfalls nur selten in einer jüngeren Generation vorkommen dürfte, zeichnet sich der Augit dadurch aus, dass er als Grundmasse-Gemengtheil nicht nur in Augitandesit, sondern auch in vielen solchen Daciten und Andesiten vorkommt, die keine intratellurischen Augite enthalten. Er bildet dann sehr kleine, aber meistens scharfe Kryställchen derselben Formen, die an den Einsprenglingen beschrieben wurden; Körnerform eignet ihm nur in den seltenen allotriomorph-körnigen Grundmassen. Als ein Ausnahmefall muss es gelten, dass diese Augite der Effusionsperiode in einem Augit-Andesit von Bromly's Cave auf Nightingale bei Tristan da Cunha nach Renard's Beobachtung fast durchweg Zwillinge waren.

Unter den Eisenerzen, welche in allenthalben geringer Menge alle Dacite und Andesite in frischem Zustande enthalten, kommt Magnetit zweifellos am häufigsten vor. Auf einen nicht seltenen Titangehalt weisen die leukoxenischen Umwandlungsproducte in unfrischen Gesteinen mit einiger Wahrscheinlichkeit hin. Eisenglanz und Titaneisen, z. Th. als Titaneisenglimmer, scheinen weit seltener zu sein. Letzteres wird von Frenzel in Pyroxenandesiten von Celebes angegeben. — Verwachsungen von Magnetit mit Ilmenit lassen sich durch Behandlung mit Salzsäure nachweisen; die Ilmenitblättchen bleiben ungelöst zurück und wurden z. B. auf diese Weise von Küch in columbianischen Andesiten nachgewiesen.

Apatit bildet theils die langen nadelförmigen, quergegliederten Prismen, welche in allen Gesteinsfamilien vorkommen, theils kurze und gedrungene Krystalle von der Form $(10\bar{1}0)$ $(10\bar{1}1)$, welche durch massenhafte mikrolithische Interpositionen, die in concentrischen Hexagonen parallel den Prismenflächen und mit ihrer Längsaxe der Prismenaxe parallel geordnet sind, grau, braun oder violett erscheinen und oft sehr deutlichen Pleochroismus mit $E > O$ besitzen. In den sogenannten Iseniten des Westerwaldes wurde dieser Apatit mehrfach mit Nosean verwechselt.

Der Zirkon*, welcher in den Daciten und sauren Andesiten merklich häufiger ist, als in den basischeren Gliedern, zeigt keine besonderen Eigenthümlichkeiten. Kollbeck beobachtete an den

* In einem von der Firma Voigt & Hochgesang erhaltenen Schliff eines holokrystallinen Dacits von Samothrake findet sich ein äusserst zirkonähnlicher Gemengtheil in der Nähe der Eisenerze mit folgenden Eigenschaften: quadratisch, spaltbar nach Prisma, n und $\gamma - \alpha$ wie bei Zirkon, aber optisch negativ.

Zirkonen der zu einer lichtgrünlichen Sericitmasse zersetzten, die Golderzgänge führenden Dacite von Nagyag eine Art hemimorpher Ausbildung, indem sie an dem einen Ende „2 oder 3, in seltenen Fällen auch 4 pyramidale Endigungen besitzen, am andern hingegen normal ausgebildet sind". Sie erreichen bis 0,4 mm Länge und sind prächtig hyacinthroth (Österreichische Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1888. XXXVI. 1).

In einer kleineren Unterabtheilung der Andesite findet sich als wesentlicher und oft sehr reichlicher Gemengtheil ein Mineral der Hauynreihe mit denselben Eigenschaften, wie in den Phonolithen.

Zu den accessorischen Gemengtheilen, welche anscheinend ohne bestimmte Gesetzmässsigkeit in das Gesteinsgewebe eintreten, rechne ich den Granat, den Cordierit, den Titanit, den Olivin und den Tridymit.

Der Granat, gern in der Form (211) oder (211) (110), kommt in Daciten und Andesiten vor. Eine grössere Verbreitung hat er in den „Labrador-Biotit-Granat-Trachyten" von A. Koch und J. Szabó aus dem St. Andrae-Visegrader Gebirgsstock bei Budapest, in Augitandesiten des Sohler Comitates nach Szontagh, im Augitandesit der Contrada Varesana di Sotto auf Lipari nach Sabatini. Zirkel erwähnt ihn aus Andesiten von Nevada (Coal Creek, Setoya Range und Susan Creek, River Range), die auch ein wahrscheinlich dem Hauyn zuzurechnendes blaues Mineral (wohl Korund [?] oder Cordierit?) in hexagonalen Durchschnitten und eine in eckigen Körnern entwickelte Glasbasis führen sollen.

Oft neben Granat, aber auch ohne diesen Begleiter, erscheint der Cordierit in Andesiten und Daciten. Allbekannt ist dieses Mineral aus dem Glimmerandesit des Hoyazo, wo ihm Osann eine eingehende Studie widmete. Er unterscheidet hier streng idiomorphe und authigene Cordierite, welche bis zu 0,4 mm grosse Drillinge nach (110) bilden und nach aussen von (010) mit kleinem (130) begrenzt werden. Die Längsschnitte sind Rectangeln und zeigen oft einen Zerfall in vier Felder, von denen je zwei diametral gegenüberliegende parallel orientirt sind. Die Felder grenzen sich parallel der Basis und einer Verticalfläche gegen einander ab. Daneben kommen grosse Cordieritkörner von tiefblauer Farbe vor, welche reichlich Sillimanit führen, sowie Quarzbrocken von Faustgrösse bis zu mikroskopischen Dimensionen, Knauer, die gleichmässig aus Quarzkörnern und sillimanitfreiem Cordierit in Körnern und Krystallen gemengt sind, und cordieritreiche Biotitgranatgneisse (Kin-

zigite), aus denen der Granat (Almandin) des Andesits stammt. Der Almandin hat die Form (211) mit untergeordnetem (110) und gelegentlichem (213). Osann erklärt die idiomorphen Cordierite als Wiederauskrystallisationen aus resorbirten Gneisseinschlüssen und glaubt diese Erklärung verallgemeinern zu sollen. — Auch in den vorher angeführten ungarischen Gesteinen wird der Granat von Cordierit begleitet und wird ferner vom Aranyer Berg in Siebenbürgen (Primics), von Nagyag (Szadetsky), von Bagtsché-Déré in Kleinasien (d'Acchiardi), aus einer Lava von Lipari, welche am Monte S. Angelo den Untergrund des Piano Conte und Gänge im Tuff bildet, neben Granat und Fragmenten eines schiefrigen Gemenges von Cordierit, grünem Spinell und einem diallagähnlichen Pyroxen (Bergeat), am Tacoma-Berge in Columbia, U. S. A. (Hatch), in Auswürflingen des Asama-yama in Japan (Hussak) beschrieben. — Molengraaff beschreibt Cordierit neben Spinellkrystallen, Eisenerzen und Augitwachsthumsformen als einzige Ausscheidungen in einem sauren lichtbraunen Hyaloandesit unweit der Harrismühle am Cornelisfluss im Oranje-Freistaat und möchte ähnlich wie Osann den Cordierit der Eruptivgesteine erklären.

Titanit scheint auf Biotit- und Amphibolandesite, sowie auf Hauynandesite beschränkt zu sein. In besonders schöner Ausbildung enthalten ihn die Andesite des Siebengebirges, des Dép. du Var und die Hauyngesteine von Tres Montañas auf Canaria. — Eine Pseudomorphose von Magnetit nach Titanit beschreibt Hocks aus dem Andesit des Froschberges im Siebengebirge.

Olivin ist in den Augitandesiten sehr verbreitet, spärlicher in den Hypersthenandesiten. Er bildet Einsprenglinge von meist durch Corrosion rundlicher Gestalt und oft von rother Farbe. — So kommt er nach Mügge auch in Biotit- und Amphibolandesiten von S. Miguel und Fayal vor; doch erscheint er hier auch in der Grundmasse z. Th. in Wachsthumsformen und in den Magnetitaugitmänteln der Amphibole und Biotite. Bei rother Farbe ist er oft pleochroitisch zwischen hellgelb und röthlichgelb. — Auch Michel-Lévy giebt den Olivin als Grundmassegemengtheil aus Andesiten der Puy-Kette (Nugère, Pariou) an. — Bergeat erwähnt ihn unter den Einsprenglingen in den Pyroxen-, seltener in Biotit- und Amphibolandesiten der Sierra Madre in Guatemala, mehr auffallend durch Grösse, als durch Zahl.

Tridymit, der besonders von G. vom Rath und Budai in gewissen Hargitta-Andesiten reichlich aufgefunden wurde, kommt

an zahlreichen andern Orten vor. Er ist jedoch wesentlich ein Drusenmineral, kleidet die Wände dieser aus und dringt nur wenig von da in die Gesteinsmasse ein. Sehr reichlich fand ihn Hocks am Froschberge.

Orthit wurde von Iddings in Daciten und Andesiten des Great Basin in den Vereinigten Staaten mehrfach nachgewiesen.

In einem Augitandesit von der Insel Packsaddle am Cap Horn beobachtete Hyades lange Rutilprismen. Dadurch vermehren sich die früher bekannten Fundorte, Pachuca in Mexico und Assuk in Grönland um einen und die Thatsache verliert das Ungewohnte.

Nephelin giebt d'Acchiardi spärlich als Einsprengling in einem Pyroxenandesit von Kava-Déré in Kleinasien an. Das wäre eine überraschende Gesellschaft.

Quarz in Krystallen und Körnern erwähnt Iddings in einem amphibolführenden Hypersthenandesit von Richmond Mtn., Eureka-District, Nevada und in Dihexaëdern in einem vitrophyrischen Amphibolandesit von Hoosac Mtn., die in Dacite übergehen. Küch giebt ihn als gelegentlich in grosser Menge neben Olivin vorkommend an. Man könnte dabei an die Quarzbasalte Diller's denken.

Als Producte der atmosphärischen Verwitterung sind die Carbonate (Calcit, Sphärosiderit, Aragonit), Chalcedon und Opal, Chlorit und verwandte Substanzen, Kaolin, Kaliglimmer, Epidot und Limonit zu betrachten. — Solfatarischen Ursprungs sind wohl Pyrit und Alunit.

Die Grundmasse der Andesite besteht z. Th. aus gewissen, oben beschriebenen krystallisirten Mineralien, unter denen bei holokrystalliner Ausbildung sich gar nicht selten auch Quarz einstellt, z. Th. aus amorphen Substanzen, unter denen ein bald farbloses, bald gelbliches bis bräunliches, seltener grünliches Glas eine grosse Verbreitung hat. Dieses Andesitglas gehört seinem Wassergehalt und seiner Textur nach bald zum Pechsteinglas, bald zum Perlit, bald zum Bimsstein und zum Obsidian. — Seltener findet sich neben den krystallinen Gesteinselementen eine mikrofelsitische Substanz, die hier, wie ziemlich allenthalben, zu sphärolithischer Entwicklung neigt. Der Regel nach schliesst die Anwesenheit des Mikrofelsit eine reichliche mikrolithische Differenzirung während der Effusionsperiode aus.

Überblickt man nun die Bildungsgeschichte der andesitischen und dacitischen Gesteine, so heben sich, wie bei allen porphyrischen Felsarten, ein älterer, intratellurischer, und ein jüngerer Abschnitt,

derjenige der Effusion, von einander ab. Dem ersteren gehört die Krystallisation der Einsprenglinge, dem letzteren die krystalline Differenzirung, beziehungsweise amorphe Erstarrung der Grundmasse an. Die vergleichende Berücksichtigung der Formenentwicklung der Einsprenglinge und ihrer gegenseitigen Umwachsung und Einhüllung zeigt, dass auch hier die Bildung des Zirkons, des Apatits und der Eisenerze in die ersten Anfänge der Gesteinsbildung zurückreicht. Hierauf folgt die Ausscheidung des Titanits und Olivins in den Gesteinen, die sie enthalten. Darauf beginnt die Periode der Krystallisation des Biotit, Amphibol, Hypersthen und Augit mit sicher nachweisbarer jüngster Stellung des Augit. Mit grosser Wahrscheinlichkeit kann man den Hypersthen als jünger, denn Biotit und Amphibol ansehen. Die Altersunterschiede dieser beiden sind weniger evident; doch sprechen viele Beobachtungen für das Erstlingsrecht des Glimmerminerals. Es geht aus den Verwachsungen dieser Mineralien, wie sie oben geschildert, hervor, dass ihre Bildungsperioden sich zum grossen Theile decken, so dass die gegebene Altersfolge wohl nur für den Beginn der Krystallisation dieser Gemengtheile mehr oder weniger streng richtig ist. Vor die Bildung der Feldspathe schiebt sich in den spärlich bekannten Hauynandesiten diejenige des Hauyn ein. Die Feldspathentwicklungsperiode während der intratellurischen Existenz des Gesteins hebt an mit der Ausscheidung des Anorthits oder der basischeren Mischungen der Plagioklase und schreitet zu stets saureren Mischungen fort, welche anscheinend nirgends bis zur Albitbildung vordringt, nur selten Sanidin liefert. Bei den Daciten folgt schliesslich die Quarzausscheidung. Man wird, wie schon an anderer Stelle mehrfach hervorgehoben wurde, alle diese Entwicklungsstadien als in übergreifender Lagerung zu einander stehend, nicht als absolut zeitlich getrennt ansehen müssen. Diese Succession wird in keiner Weise ihrer Gesetzmässigkeit nach alterirt durch die spärlichen Angaben (Hatch in Andesit vom Chachani, Bucca in solchen von Lipari u. a. m.) und Beobachtungen über vorkommende Feldspatheinschlüsse in Augit, Hornblende oder selbst in Biotit. Dieselben beweisen nur die während der Anfänge der Feldspathausscheidung (es sind allenthalben Anorthit oder ihm nahe stehende Mischungen) noch fortdauernde Bildung der eisenhaltigen Silikate.

Die Effusionsperiode beginnt vielfach mit Wiederauflösung gewisser intratellurischer Ausscheidungen, zumal dann, wenn mehr oder weniger holokrystalline Entwicklung der Grundmasse, also

langsame Abkühlung, nicht amorphe, also rapide Erstarrung eintrat. Die Krystallisation beginnt wieder mit der Ausscheidung von Eisenerzen, wohl z. gr. Th. Folge der Resorption von eisenhaltigen Silikaten, liefert nur in seltenen Fällen eine jüngere Biotit-, Amphibol- oder Hypersthengeneration, dagegen reichliche Augitbildung, auf welche alsdann die Hauptmasse des noch vorhandenen Magmas als Feldspath krystallisirt. Diese zweite Generation beginnt nirgends mit Anorthit, sondern wenigstens mit Labradorit und schreitet nachgewiesenermaassen in gewissen Fällen bis zur Albitausscheidung vor. In diese letzte Periode fällt bei holokrystalliner Entwicklung wohl auch die Bildung von Sanidin oder vielleicht auch anorthoklastischen Feldspathen und endlich, bei Daciten und sauren Andesiten, die zweite Quarzgeneration. An die Stelle der sauersten Feldspathe und des Quarzes tritt in einigen Gesteinen die Bildung von Mikrofelsit, in vielen die amorphe Erstarrung sehr saurer Glasbasis. — Damit schliessen die Vorgänge der Effusionsperiode ab und nun beginnen die mannichfachen Processe der metasomatischen Periode, von denen im Obigen einige durch atmosphärische Verwitterung und solfatarische Einwirkungen bedingte Veränderungen angeführt wurden. Die interessantesten und bedeutsamsten Umwandlungen, welche die Entwicklung der propylitischen Facies zur Folge haben, können erst am Schluss der Schilderung der normalen Gesteine Platz finden.

Classification und Structur der andesitischen Gesteine.

Die bereits oben mitgetheilte Gliederung der andesitischen Gesteine in Biotit-Andesite, Amphibol-Andesite, Hypersthen- (Bronzit- oder Enstatit-) Andesite und Augit-Andesite ist insofern nicht nur eine mineralogische, sondern auch eine chemische Eintheilung, als im Allgemeinen in der angegebenen Reihenfolge ein Sinken der unteren Grenze des Kieselsäure-Gehalts unverkennbar ist. Dagegen ist es zu betonen, dass, vielleicht von den Augit-Andesiten abgesehen, die obere Grenze des Kieselsäure-Gehalts wenig Unterschiede in allen diesen Gruppen aufweist. Mineralogisch drückt sich das dadurch aus, dass Übergänge in Dacite bei allen diesen Andesiten, allerdings mit Vorliebe bei den Biotit-, Amphibol- und Hypersthen-Andesiten vorkommen.

Bei den vielfachen Übergängen der Hauptandesitgruppen in einander, besonders aber bei dem schwankenden Mengenverhältniss, in welchem die unterscheidenden farbigen Gemengtheile auftreten,

wird es unvermeidlich sein, dass ein bestimmter Andesit hier gelegentlich anders bezeichnet werde, als er sich in Handstücken in andern Händen darstelle. Sehr schön zeigt Iddings, wie die Ströme am Sepulchre Mtn., Yellowstone National Park durch unmerklichste Gradationen von Pyroxenandesit durch Amphibol- und Biotit-Andesit bis zum Dacit variiren.

Die **Glimmer-Andesite** und **Amphibol-Andesite*** sind durch den Umstand, dass fast allenthalben in den ersten auch Hornblende, in den zweiten auch Biotit vorkommt, in innigster Weise miteinander verbunden. Diese nahe Verwandtschaft wird des weiteren durch die geologische Association und durch die Entwicklung der gleichen Gruppen nach Mineralbestand und Structur bewiesen. Bei einer allgemeinen zusammenfassenden Darstellung würde eine Trennung dieser beiden Gruppen zu zahlreichen Wiederholungen nöthigen. Man kann nach dem Mineralbestande die pyroxenfreien Glimmer- und Hornblende-Andesite von den pyroxenhaltigen trennen und innerhalb der letzteren wieder solche, die nur monoklinen, und solche, die monoklinen und rhombischen Pyroxen führen, unterscheiden.

Die Gruppe der pyroxenfreien Glimmer- und Amphibol-Andesite ist mir aus Ungarn-Siebenbürgen, aus Central-Frankreich, aus dem Département du Var, aus den südamerikanischen Anden, aus Centralamerika und aus den Vereinigten Staaten bekannt geworden. Als charakteristisch für diesen Typus kann man den oft trachytischen, seltener rein andesitischen, oft auch felsitischen Habitus der Gesteine, ihre häufigen Übergänge in Dacite und in Trachyte bezeichnen. Dem entspricht eine grosse Mannichfaltigkeit in der Structur der Grundmasse, welche bald in ziemlich reiner Form die bei den verwandten Gesteinsfamilien normalen Structurtypen wiederholt, bald ein gewisses Schwanken zwischen denselben wahrnehmen lässt. Da es nicht immer möglich

* Zum Verständniss der französischen Literatur muss man sich gegenwärtig halten, dass in derselben nach dem Vorgange von Fouqué und Michel-Lévy alle Andesite zunächst in 2 Hauptgruppen zerfallen: 1) die Andésites augitiques mit viel Augit der Effusionsperiode und 2) Andésites ohne solchen. Innerhalb jeder dieser Gruppen wird dann nach den Einsprenglingen unterschieden in Andésites à biotite, à amphibole u. s. w. und Andésites augitiques à biotite, à amphibole u. s. w. Dort sind also Untergruppen, was hier Hauptgruppen sind und umgekehrt. — Die französischen Labradorites sind z. Th. Augitandesite, z. Th. Basalte mit basischen Feldspathmikrolithen.

ist, aus den in der Literatur aufbewahrten Beschreibungen die feineren Structurunterschiede sicher zu erkennen, so mögen bei Darstellung derselben nur die eigenen Beobachtungen Verwendung finden. — Durch starke Annäherung oder vollständige Identität mit der Structur der Trachyte vom Drachenfels-Typus zeichnen sich besonders gewisse Biotit-Andesite der Gegend von Schemnitz (Repistye, Dilln u. a.), und aus dem Körösthal (Hodosfalva) aus. Die Grundmasse besteht, von kleinen Mengen von Erzen abgesehen, ganz wesentlich aus Feldspathleisten, die bald breiter, bald ausserordentlich schmal sind und fast stets eine deutliche fluidale Anordnung gegenüber den Einsprenglingen erkennen lassen. Der meistens panidiomorphe Charakter dieser Grundmasse wird z. Th. durch eine äusserst feinporöse Textur erklärlich oder wird durch bald mehr zu erschliessende, bald sicher erkennbare Mengen einer durchweg farblosen, seltener graulich gekörnelten Glasbasis ermöglicht, welche einen spärlichen Kitt für die Feldspathleisten bildet, und im Durchschnitt demnach in Form schmaler bis hauchdünner Häutchen erscheint. Das Fehlen oder Vorhandensein dieser Basis ändert den Habitus nicht in merklicher Weise. Hie und da geht diese Structur durch gegenseitige Behinderung der Feldspathleisten an freier Formengestaltung in das Allotriomorph-körnige über; dann stellt sich gern unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse spärlicher Quarz ein (Hodosfalva). Durch Zunahme der Glasbasis, womit stets eine tiefere, gelbliche bis bräunliche Färbung verbunden zu sein scheint, entwickeln sich vitrophyrische Varietäten (Gegend von Schemnitz, Tepla), ohne oder mit spärlichen krystallinen Ausscheidungen der Effusionsperiode. — Schlierige Verwebung von verschiedenfarbigem Glase ist ziemlich verbreitet; Gaseinschlüsse mehren sich gelegentlich bis zu Annäherung an bimssteinartige Entwicklung der Glasbasis. — Seltener finden sich sphärolithische Ausscheidungen und damit Übergänge in den nächsten Typus. Man könnte diesen Typus als den Typus der trachytoiden Biotit- und Amphibol-Andesite bezeichnen.

Pyroxenfreie Amphibol-Andesite mit einer mikrolithischen Amphibolgeneration beschreibt Stelzner von dem Espinazito- und Cumbre-Pass, sowie von den östlichen Vorbergen des Atajo in der Provinz Catamarca, Argentinien. Neben der holokrystallinen Grundmasse von trachytischem Habitus wird auch ein Gestein mit allotriomorph-körniger Grundmasse beschrieben. Die Andesite der Sierra de los Granatillos in derselben Provinz sind Amphibol-

Pyroxen-Andesite, ebenso diejenigen vom Infernillo-Pass, Provinz Tucuman und von der Serrazuela, Provinz Cordova.

Der felsodacitische Typus der Biotit- und Amphibol-Andesite ist durch eine an mikrolithischen Ausscheidungen arme oder davon freie mikrofelsitische Grundmasse charakterisirt, welche bald in rein sphärolithische Aggregationen übergeht, wie sie bei den Lipariten geschildert wurden, seltener eine durch alternirenden Wechsel von mikrofelsitischer und glasiger Basis bedingte Lagenstructur annimmt, recht häufig aus verworren schuppig-fasrigem, auf polarisirtes Licht nicht wirkendem Mikrofelsit mit erzartigen trichitischen und krystallitischen Gebilden besteht. Auch dieser Typus findet sich in der Gegend von Schemnitz und wird von dort auch durch Hussak (Muran unfern Zapolenka, Kojatinberg) neben vitrophyrischen Typen unverkennbar beschrieben. Auch aus der Vlegyasza (Piatra Bonynorului) lernte ich ihn in typischer Ausbildung kennen. Bezeichnend für denselben ist gelegentlicher spärlicher Quarzgehalt unter den Einsprenglingen und ein, wie ich annehmen möchte, meistens secundärer Zerfall der mikrofelsitischen Grundmasse in kryptokrystallin-allotriomorphe Aggregate von Quarz und Feldspath.

Zum felsodacitischen Typus des Amphibol-Andesits gehört auch nach Becke's Schilderung ein Vorkommen von der linken Seite des Araxes-Thales westlich von Khorassan in Armenien.

Die Glimmer- und Amphibolandesite des trachytischen und felsodacitischen Typus charakterisiren sich äusserlich durch lockeres, poröses trachytisches Gefüge und hellere, röthliche, weisslichgraue, gelbliche bis bräunliche Farben.

Auch ein als holokrystallin zu bezeichnender Typus mit dioritporphyritischem Charakter fehlt den pyroxenfreien Biotit- und Amphibol-Andesiten nicht, wie er denn auch bei Daciten gelegentlich vorkommt. Die Grundmasse besteht aus kurzrectangulären und quadratischen, nur spärlicher aus breitleistenförmigen und dann stets zwillingsgestreiften Feldspathen, denen sich gern etwas allotriomorpher Quarz beimischt, während auch unter den Einsprenglingen spärlich Quarz auftritt. Von Glimmer-Andesiten gehört hierher ein Gestein vom Kieshübel bei Schemnitz, von Hornblende-Andesiten die den Daciten des Esterel-Gebirges nahe verwandten Gesteine von der Tour du Dormont und von Les Crottes, Département du Var. Letztgenanntes Gestein ist in manchen Handstücken sehr reich an Augit als Einsprengling und in der Grundmasse.

Übergänge dieses Typus durch allotriomorphkörnig sich gestaltende Grundmasse führen zum trachytoiden Typus. Als Seltenheit sei gelegentlich auftretende granophyrische Verwebung von Quarz und Feldspath erwähnt. — Bei diesem Typus pflegt die Gesteinsfarbe grünliche Töne zu haben. Das Gefüge ist mehr feinkörnig, als dicht.

Der Structur nach führt zu der nächsten Gruppe hinüber der zwischen dem hyalopilitischen und pilotaxitischen Gewebe der Grundmasse schwankende, rein andesitische Typus der Biotit-Andesite, wie derselbe im Dordogne-Thal bei Mont-Dore-les-Bains im centralen Frankreich, und der Amphibol-Andesite, wie er in den südamerikanischen (Pululagua) und centralamerikanischen Anden (Chiriqui, Rincon de la Vega) entwickelt ist. Hier besteht die Grundmasse ganz wesentlich aus schmalen Feldspathleistchen, die bald Zwillingsstreifung zeigen, bald nicht, und zwischen denen bald eine geringe Menge einer Glasbasis vorhanden ist, bald ganz fehlt. Mit dieser Ausbildung sind sehr oft fluidale Phänomene und das Auftreten von Mandelräumen verbunden. Ich nenne diese Structur pilotaxitisch (von πῖλος = Filz und τάσσειν = ordnen), wenn glasfrei, hyalopilitisch, wenn glashaltig. Nirgends findet sich, soweit meine Erfahrung reicht, diese Structur in typischer Ausbildung bei den Alkalifeldspathgesteinen, obschon man Anklänge an dieselbe bei den Pantelleriten und den basischen Keratophyren trifft. Sie ist die charakteristische Structur der andesitischen Dacite, und der meisten Andesite und Porphyrite und reicht bis in die Basalte und ihre palaeovulkanischen Elemente hinab (Taf. IV Fig. 1). Wo sie auftritt, verleiht sie den Gesteinen eben den Typus, den ich als andesitisch bezeichne. Er sondert sich recht scharf von den vorher besprochenen Entwicklungsformen ab, seine Übergänge liegen nicht nach den Trachyten, sondern nach den Pyroxenandesiten und den andesitischen Daciten hin. Charakteristisch ist die makroskopisch dunkle Farbe der Gesteine, ihr dichtes, compactes Gefüge verbunden mit etwas fettigem Glanze, und mikroskopisch die immer merklich dunklere (bräunlich bis gelbliche, seltener grauliche) Färbung der Glasbasis.

Pyroxenfreie Amphibolandesite, zumeist von trachytoidem Typus beschreibt Fouqué in reicher Fülle aus dem Cantal (Chastel, Lioran, Pignon, Chassagne, Cheylade, Combenègre u. a. O.) und von mehreren Punkten der Insel Milo, pyroxenfreie Biotitandesite

von Peyre-Arse, Chastel, Marniac, Ramburlet (Obsidian), Lescuno und Croizet im Cantal, sowie von Rigolet-Haut im Mont Dore.

Am Cabo de Gata beschreibt Osann pyroxenfreie Biotit- und Biotit-Amphibol-Andesite von der Boca de los Frailes, und von der Grube Dos y cuatro amigos.

Die Gruppe der pyroxenführenden Biotit- und Amphibol-Andesite hat eine anscheinend viel weitere Verbreitung, als die vorhergehende. Sie würde nach dem Mineralbestande, da nur sehr selten ein rhombischer Pyroxen ohne die Begleitung des monoklinen Augits vorkommen dürfte, während das Umgekehrte häufig ist, sich gliedern in Biotit-Hypersthen-Andesite, Biotit-Augit-Andesite, Amphibol-Hypersthen-Andesite und Amphibol-Augit-Andesite. Alle diese Unterabtheilungen vermitteln zwischen den pyroxenfreien Biotit- und Amphibol-Andesiten und den Hypersthen- und Augit-Andesiten. Es ist unverkennbar, dass ihre Übergänge vorwiegend nach der letzteren Richtung hin liegen, wie denn auch viele Pyroxen-Andesite in früheren Entwicklungsstadien Glimmer- und Amphibol-Andesite waren. Es ist mir kein Andesit-Gebiet der Erde bekannt geworden, in welchem sich nicht diese Gruppe vertreten gezeigt hätte. Ungarn-Siebenbürgen, Serbien, Balkan, Anatolien, die Troas, der griechische Archipel, die Gegend von Banow in Mähren, das Smrkouz-Gebirge in Steiermark, das Siebengebirge, das centrale Frankreich, Cabo de Gata, die Azoren, die ganze Andenkette in Süd-, Mittel- und Nordamerika, das Great-Basin, der Sunda-Archipel, die Philippinen, Japan, die Aleuten liefern Vertreter dieser Gruppe in mannichfaltiger Ausbildung und doch mit überraschend gleichen Charakteren. Wenngleich auch hier gewisse Structurformen der pyroxenfreien Andesite wiederkehren, so sind das doch im Ganzen seltene Fälle. So kommt der felsodacitische Typus der vorhergehenden Gruppe in der Gegend von Schemnitz und Kremnitz, mit vorzüglicher Sphärolithbildung bei Ljubnica in Serbien und auf Akrotiri, Santorin (hier mit positivem Charakter der Sphärolithe), der holokrystalline Typus mit quadratischen und kurzrectangulären Feldspathdurchschnitten in den granat- und cordieritführenden Biotit-Augit-Andesiten des Csodiberges bei Bogdan u. a. O. vor. Eine weitere Verbreitung haben nur drei Typen, die wir als den trachytoiden, den rein-andesitischen und den vitrophyrischen Typus unterscheiden wollen.

Als gute Repräsentanten des trachytoiden Typus kann man die siebengebirgischen Biotit-Augit- und Hornblende-Augit-

Andesite* vom Stenzelberg, der Wolkenburg, vom Hirschberg, Lohrberg, Bolvershahn u. s. w. anführen, wenn nicht atmosphärische Verwitterung die Eigenthümlichkeiten verhüllt. Der auch äusserlich mehr trachytische, als andesitische Habitus wird durch die bei weitem vorwaltende Grundmasse aus schmalen Plagioklasleisten, hellgrünen Augitkryställchen und Magnetitkörnchen und -Kryställchen in fluidaler Anordnung bedingt. Es ist oft schwer zu entscheiden, ob eine verkittende Glasbasis vorhanden sei oder fehle. Wo dieselbe sicher nachweisbar ist, erscheint sie farblos, selten grau gekörnelt. Die Einsprenglinge sind gewöhnlich verhältnissmässig gross. Biotit und Amphibol oft bis auf geringe Reste von Magnetit-Augit-Aggregaten verdrängt, so dass sich Übergänge in Augit-Andesite bilden. Hypersthen kommt nicht selten begleitend neben Augit unter den Einsprenglingen vor.

Recht verbreitet ist dieser Typus auch in der Auvergne und auf S. Miguel** und Fayal. Manche Repräsentanten von diesen Azoreninseln zeichnen sich eigenthümlich durch den Mangel einer intratellurischen Feldspathgeneration aus. Ebenso wie bei den eigentlichen Trachyten, den trachytoiden pyroxenfreien Biotit- und Amphibolandesiten lassen sich auch hier Übergänge in holokrystallin-allotriomorphen Charakter der Grundmasse constatiren. Die Grundmasse-Feldspathe sind dann oft verhältnissmässig breit leistenförmig und der Augit der Grundmasse erscheint weniger streng idiomorph. Hervorzuheben ist es, dass selbst bei dieser Ausbildung niemals Quarz in der Grundmasse nachgewiesen werden konnte, welcher zweifellos primär war. Die Verwitterung der Gesteine liefert neben Limonit, Chlorit und Carbonaten (nicht selten Siderit in Sphärokrystallen) auch Quarz. Die von Neminar beschriebenen Gesteine der Gegend von Banow gehören z. gr. Th. hierher (Swietlau, Neu-

* Bis zu gewissem Grade verwandt mit dem Wolkenburg-Andesit des Siebengebirges scheinen bis 1 m mächtige Gänge, welche Knop am Horberig bei Oberbergen, oberhalb der Mühle zwischen Oberbergen und Schelingen, und zwischen Leiselheim und Bischoffingen beobachtete. Die glasige Basis derselben wird leicht von Salzsäure angegriffen, ein Umstand, der in Verbindung mit der chemischen Zusammensetzung dieser Gesteine vor endgiltiger Classification erneute Untersuchung fordert. Obschon Knop weder Nephelin, noch Hauyn, noch. Melanit entdecken konnte, wird man an tephritische Gesteine denken müssen.

** In einem dieser Amphibolandesite von S. Miguel ist in der Grundmasse ganz gleichmässig ein reguläres, durchaus isotropes Mineral verbreitet. Die gelbe Farbe im durchfallenden Lichte und der hohe Brechungsexponent lassen vielleicht Pyrrhit vermuthen.

dorf, Nezdenitz, Berg Hrad bei Banow u. a.). — Man kann es als eine ziemlich regelmässige Erscheinung bezeichnen, dass bei diesem Typus der Hypersthen fehlt oder doch wenig hervortritt.

Der trachytoide Typus mit Übergängen in die auch räumlich mit ihnen verbundenen Dacite findet sich nach Doelter bei Nagyag und Verespatak in Siebenbürgen, sowie im Tokaj-Eperieser Gebirge in Ungarn, anscheinend bald mit Hypersthen, bald ohne diesen. — Nach Hague und Iddings gehören hierher manche Gesteine der vier grossen Vulkane Lassen's Peak und Mount Shasta im nördlichen Californien, Mount Rainier in Washington, und Mount Hood in Oregon. Sie führen neben Hornblende nur Hypersthen, keinen Augit.

Im Gegensatz hierzu ist der rein andesitische Typus der pyroxenführenden Biotit- und Amphibol-Andesite selten hypersthenfrei. Das Charakteristische desselben liegt in dem meistens sehr dichten Gefüge (von schlackiger Structur natürlich abgesehen), den dunklen schwärzlichgrauen, grünlichschwarzen bis schwarzen, oder tiefrothbraunen, selten helleren Farben und der meistens geringen Grösse der Einsprenglinge. Die Grundmasse dieser Gesteine in ihrer mikroskopischen Erscheinung wurde in hohem Grade bezeichnend von Zirkel ein „glasgetränkter Mikrolithenfilz" genannt. Feldspathleistchen von gewöhnlich sehr geringer Breite, gelegentlich unterwoben mit kurzrectangulären und quadratischen Durchschnitten desselben Minerals, sehr hellgrüne Augitmikrolithe mit meistens vollkommen idiomorpher Begrenzung und hie und da nicht unbeträchtliche Mengen von Magnetit von deutlich erkennbarem, oft globulitisch gekörneltem Glaskitt zusammengehalten, zeigen zierlich fluidale Anordnung. Im Allgemeinen erweisen sich die Einsprenglinge, zumal des Feldspaths, einschlussreich an Glaspartikeln, die sich oft zu einem zusammenhängenden netzförmigen Geäder aneinanderschliessen. Die Dimensionen der mikrolithischen Ausscheidungen der Effusionsperiode sinken bis zum kaum wahrnehmbaren herab, so dass die Einwirkung auf polarisirtes Licht fast aufhört. Dann treten gegabelte und trichitische Wachsthumsformen an die Stelle der compacten Krystalle, sphärolithische Gruppirung der Feldspathleistchen greift Platz, zwischen welche sich Augitkörnchen und erzartige opake Trichite legen. Die Glasbasis hellt sich in demselben Maasse auf und geht aus gelb oder bräunlichgelb in Grau über. Aus der geraden Auslöschung und geringen Doppelbrechung der Pyroxenmikrolithe möchte man hie und da auf die Anwesenheit

von Hypersthen schliessen; sicher nachgewiesen werden konnte dieses Mineral indessen nur in vereinzelten Fällen. Durch Zunahme der Glasbasis, die dann gern dunklere Farben annimmt, bilden sich die Übergänge in den vitrophyrischen Typus (Gegend von Schemnitz und Kremnitz. Altsohl, Troas, Anden), durch mikrofelsitische Entglasung vollzieht sich die Annäherung an felsodacitische Formen (Akrotiri, Gegend von Kremnitz). — Des Verschwinden der Glasbasis und mehr und mehr holokrystalline Entwicklung der Grundmasse führt zum trachytoiden Typus hinüber (Docenova in Ungarn).

Repräsentanten dieses Typus aus der Reihe der Biotit-Hypersthen-Andesite sind häufig in der Umgebung von Kremnitz und Schemnitz, am Szagh-Berge bei Szobb (Donautrachytgruppe), bei Assos in der Troas, in der Umgebung von Smyrna; — solche aus der Reihe der Biotit-Augit-Andesite lernte ich vom Yous Tepé bei Smyrna kennen. Aus der Reihe der Amphibol-Hypersthen-Andesite gehören hierher viele serbische Gesteine von Dubnik, Ljubnica, Ledincze, manche aus den Euganäen (Battaglia), gewisse alte Laven von Akrotiri (Santorin), und zahlreiche Vorkommnisse der Anden in Südamerika. Auch der Washoe-District in Nevada liefert z. gr. Th. in wenig frischer Form Beispiele für den rein andesitischen Typus der Biotit-Hypersthen- und Amphibol-Hypersthen-Andesite mit schönen Übergängen in holokrystallin-trachytische, in dioritporphyritische und in hypidiomorph-körnige Formen der Grundmasse, bei denen der Unterschied von Einsprenglingen und Grundmasse oft fast unkenntlich wird. — Rein andesitische Typen von Amphibol-Augit-Andesiten fanden sich in der Gegend von Nagyag, Tusnád im Budösstock (Ungarn), Teolo (Euganäen) und unter den Gesteinen des Coseguina, des Orosi und Miravalle in Costarica, am letztgenannten Vulkan mit reichlichem Pseudobrookit.

Zum rein andesitischen Typus der Amphibol-Pyroxen-Andesite (der Beschreibung nach dürfte Hypersthen und Augit vorhanden sein) mit starker Hinneigung und zahlreichen Übergängen in die Pyroxenandesite gehören nach Herbich's Darstellung die im Hargitta-Gebirge meist verbreiteten Gesteinsmodificationen, nach Koch die granatführenden und granatfreien Andesite des St. Andrä-Visegrader Gebirgsstocks bei Budapest, welche er nach den Einsprenglingen als Labrador-Biotit-Granat-Trachyt, Labrador-Biotit-Granat-Trachyt mit etwas Andesit, Labrador-Amphibol-Trachyt (St. Andrä, Steingraben bei Dömös), Labrador-Amphibol-Augit-Trachyt

und Labrador-Amphibol-Biotit-Trachyt (Steinbrüche von Apatkut) unterscheidet. Übergänge führen zum trachytoiden Typus hinüber. — V. Hansel beschreibt hierhergehörige, eisenglanzreiche Amphibol-Augit-Andesite aus der südlichen Bukowina, Hague und Iddings geben ihr Vorkommen am Lassen's Peak, Mount Shasta, Mount Rainier und Mount Hood an.

Der vitrophyrische Typus* führt aus allen den bisher besprochenen Formen hinüber zu den Andesitgläsern, oder Hyalo-Andesiten und entsteht durch mehr oder weniger vollständigen Ausfall der Krystallisationen der Effusionsperiode. Die Grundmasse ist wesentlich glasig bei bräunlichen bis gelblichen, selten grauen oder noch helleren Farben, die oft schlierig wechseln, und gern mit globulitischen Körperchen oder mit krystallitischen Gebilden in fluidaler Anordnung und hie und da in lagenförmigem Wechsel erfüllt sind (Taf. V Fig. 4). Sphärolithe verschiedener Art, wie sie bei den Lipariten besprochen wurden, kommen auch hier, doch anscheinend seltener und spärlicher vor. Repräsentanten dieses Typus fanden sich unter den Biotit-Hypersthen-Andesiten (Fossa Luparo im Gebiet des Sees von Bracciano, am Karatash an der Küste von Kleinasien, 2 km westlich von Smyrna), unter den Biotit-Augit-Andesiten (Colorado, U. S.), und unter den Amphibol-Augit-Andesiten (Altsohl in Ungarn, Docenova bei Schemnitz). Bereits an anderer Stelle wurde auf die Häufigkeit fragmentärer Formen der Einsprenglinge gerade in den vitrophyrischen Gesteinstypen und an die verhältnissmässige Seltenheit von Resorptionsphänomenen in denselben hingewiesen.

Zu den vitrophyrischen Glimmer-Pyroxen-Andesiten gehört das cordieritreiche Gestein vom Hoyazo am Cabo de Gata nach Osann. — Dagegen hat der Glimmer-Pyroxen-Andesit von der Rambla del Esparto im westlichsten Eruptivzuge des Cabo de Gata, dessen Biotit deutliche Titanreaction giebt, und merklich schief auslöscht und dessen Pyroxen in Carbonate umgewandelt ist, eine fast holokrystalline Structur mit sehr spärlicher farbloser Glasbasis, und nur unregelmässig begrenztem Feldspath, dagegen oft idiomorphen Quarz mit Anwachshüllen. Apatit ist reichlich vorhanden; der Zirkon zeigt terminal eine biquadratische Pyramide. — Das Gestein enthält zahlreiche dunkle, glimmerreiche Einschlüsse mit Biotit,

* Einen eutaxitischen Wechsel von vitrophyrischer und hyalopilitischer Grundmasse giebt Küch in Andesiten des Pululagua und Guaguapichincha an.

Spinell, Sillimanit, Korund, Andalusit, Plagioklas, Rutil, Zirkon, Granat, Quarz und Apatit. Der Korund bildet Tafeln nach der Basis mit Zwillingsstreifung nach den drei Flächen des Rhomboëders, der Spinell ist grün, selten röthlichgrau, perowskitähnlich. Spinell und Sillimanit begleiten sich gern und sind fleckenweise angereichert; dann ist um jeden Spinell ein sillimanitfreier Hof. Der Feldspath bildet den Untergrund, in dem alle andern Gemengtheile eingebettet sind. Alle Gemengtheile enthalten Glaseinschlüsse. Osann hält diese Fremdlinge für contactmetamorphe Schiefereinschlüsse, die auch im unveränderten Zustande vereinzelt angetroffen wurden. — Hier liegt ein vollkommenes Analogon zu Klausen (S. 266) und Michaelstein (S. 524) vor. — Verwandt sind auch die bekannten Einschlüsse vom Mont Capucin in der Auvergne, von Bou Serdoun bei Constantine (Curie und Flamand stellten das Gestein zum Dacit), welche Gentil, und aus der Troas, welche Diller beschreibt.

Zum vitrophyrischen Typus gehört nach Herbich's Darstellung ein titanithaltiger „Oligoklas-Amphibol-Biotit-Andesit" von Tusnád im Budös. — Eine sehr merkwürdige Ausbildung dieses Typus erwähnen Hague und Iddings von Lassen's Peak. Das Gestein bildet ein gleichmässig körniges Gemenge von tafelförmigem Plagioklas (z. Th. Anorthit), Hornblende und farblosem Glas. Die Hornblende umschliesst den Plagioklas ähnlich, wie der Augit dieses im Diabas thut. Augit ist nur untergeordnet vorhanden. Tridymit hat sich reichlich im Gestein entwickelt.

Die grosse Verbreitung der verschiedenen Typen der Biotit- und Amphibol-Andesite mit und ohne Pyroxen geht aus den Darstellungen von Doelter über die Vorkommnisse des Monte Ferru in Sardinien, von Primics über solche der nördlichen Hargitta (am Henyul und Sztrimba kommen neben den normalen Typen auch Amphibolandesite von „dioritischem Habitus" vor), von Washington über die Gesteine von Aegina, vom Vorgebirge Poros (mit braunem und grünem Biotit), von Lacroix über Caucasus-Gesteine, von de Launay über Lesbos-Gesteine, von C. von John über solche von Bosnien-Hercegowina und aus Persien (mit normalen Biotit-Augit-Andesiten aus dem Karaghan-Gebirge werden solche zwischen Teheran und Hamadan vereinigt, denen die Einsprenglinge der farbigen Silikate fehlen) hervor. — Nach Iddings sind sie sehr verbreitet in den Tewan Mts. in New Mexico. — Behrens und Verbeek beschreiben mannichfache Ausbildungsformen von Java und Sumatra, v. Drasche von der Insel Réunion und von Luzon, Koto

und Pabst aus Japan, Wichmann und Renard von den Fidji-Inseln, letzterer auch von dem Philippinen-Vulkan Camiguin mit schönen Übergängen in Pyroxenandesite, und von Tristan da Cunha, Hague aus dem Eureka-District in Nevada, Hague und Iddings aus der californischen Sierra und aus Central-Amerika. Diller und Merrill bestimmten die Lava und die Aschen des Ausbruchs vom October 1883 auf Bogosloff Island, Alaska, als zum Amphibol-Augit-Andesit gehörig, Bonney, Gümbel, Hatch, vom Rath, Belowsky, Herz, Küch, Klautzsch, Elich und Rudolph zeigten das ausgedehnte Vorkommen dieser Gesteine am Rucu-Pichincha, Guagua-Pichincha, Cayambe, Illiniza, Tunguragua, Misti, Pichu-Pichu, Llangagua, Atacatzo, Pululagua, Piñon, Cotocaxi, Chiles, Cerro negro de Malasquér und andern andinischen Vulkanen Südamerikas.

Ältere, intratellurische Ausscheidungen von hypidiomorph- bis panidiomorph-körniger Structur beobachtete Osann in dem Biotit-Pyroxen-Andesit des Hoyazo am Cabo de Gata. Sie bestehen aus denselben Mineralien, wie dieser, nur fehlt der Cordierit und der Hypersthen, und Hornblende und Biotit herrschen stark über den Feldspath vor; der Augit ist idiomorph und diopsidähnlich. — Ebenso treten in den vitrophyrischen bis hyalopilitischen Hornblende-Hypersthen-Andesiten von San José, Pozo de los Frailes bis nach Escullos hin bis Cubikfuss grosse ältere basische Ausscheidungen auf. In den miarolitischen Zwickeln dieser Massen hat sich Tridymit, Hypersthen und etwas Apatit angesiedelt. Ihre Structur ist holokrystallin-porphyrisch; Hornblende, Hypersthen und Plagioklas bilden die Einsprenglinge und die Grundmasse.

Auf S. 764 wurde der lamprophyrische Charakter des Glimmertrachyts vom Monte Catini betont. Dieselbe Erscheinung kehrt auch bei den Biotit- und Amphibolandesiten wieder. So fand Michel-Lévy schmale Gänge im Glimmerandesit des Ravin de Lusclade im Mont Dore, welche sich durch das Fehlen des Feldspaths unter den intratellurischen Bildungen und das Auftreten des Biotits als Einsprengling und in der Grundmasse auszeichnen. Das ist der Charakter der Kersantite. — Weniger prägnant, aber in der Beschreibung doch deutlich erkennbar, findet sich ein lamprophyrischer Charakter an einem Amphibolandesit von Alaska, den

G. H. Williams bespricht. Einsprenglinge eines z. gr. Th. in Calcit umgewandelten Plagioklas liegen in einer Grundmasse von idiomorphem bis hypidiomorphem Plagioklas und brauner Hornblende. So verhalten sich manche Camptonite.

Zwischen Vera und Garrucha im Cabo de Gata-Gebiet tritt in Erosionsresten eines 8 km langen Stromes von nur etwa 8 m Mächtigkeit das jüngste, postpliocäne Ergussgestein der Gegend auf, welches Osann Verit genannt hat. An der Ausbruchstelle, dem Cabeço Maria, 6 km SW. von Vera, hat der Strom eine Mächtigkeit von 117 m. Das Gestein ist schwarz, pechglänzend, mandelsteinartig und zeigt in wechselnder Menge Einsprenglinge von Biotit bis zu 2 mm Durchmesser, zu dem sich mikroskopisch Olivin und Augit, und am Cabeço Maria auch Plagioklas gesellen. Nur an der Ausbruchstelle betragen die krystallinen Ausscheidungen etwa die Hälfte der Gesteinsmasse; sonst herrscht unbedingt eine braundurchsichtige Glasbasis. Der Olivin enthält viel Picotit und wandelt sich in Carbonate um mit nur gelegentlicher Serpentinbildung. — Der Biotit ist tombackbraun und hat a fast farblos, b hellbräunlich, c canariengelb mit $b > c > a$. Die Farbe wechselt oft zonar. Das Mineral giebt Ti-Reaction, zeigt erkennbar schiefe Auslöschung und das Tschermak'sche Zwillingsgesetz. Osann bestimmte ihn als Meroxen, ich beobachtete Anomit. — Die Biotitbildung kehrt in der Grundmasse wieder; hier sind die Blättchen oft skelettartig im Innern und haben nur einen compacten Rand, oder sie werden geradezu dendritisch, also etwa wie im Pechstein von Arran (S. 700). Deutlich erkennt man helle Krystallisationshöfe um den Biotit. Die Einsprenglinge enthalten Glas- und selten Flüssigkeitseinschlüsse. — Der diopsidische Augit gehört zur Effusionsperiode. Die Feldspathe werden ebensowenig wie die Glasbasis von Salzsäure angegriffen. Accessorisch findet sich Apatit, die Erze fehlen ganz bis auf kleine Mengen von Titaneisenglimmer. — Der Verit ist gewissermaassen ein Limburgit des Glimmerandesits.

Die biotitfreien und amphibolfreien Pyroxenandesite theilen wir in die Familien der **Hypersthenandesite** und der **Augitandesite**.

Die Familie der **Hypersthenandesite** umfasst demnach biotit- und amphilbolfreie andesitische Gesteine, unter deren Einsprenglingen ein rhombischer Pyroxen (es ist fast stets Hypersthen) in Begleitung oder sehr selten ohne die Begleitung eines grünen monoklinen Augits als wesentlicher Gemengtheil auftritt. Die nahen Beziehungen zu den vorhergehenden Familien werden durch die nicht gerade seltene Anwesenheit von Magnetit-Augithäufchen erwiesen, welche auf ursprünglichen Biotit- oder Amphibolgehalt hindeuten. Nach der andern Seite hin vollziehen sich die Übergänge in Augitandesite dadurch, dass Hypersthen oder Bronzit von der Rolle wesentlicher Gemengtheile zunächst auf diejenige accessorischer herabsinken und endlich vollständig verschwinden. Die Laven der südamerikanischen Anden beweisen, dass dieser Vorgang keineswegs nothwendig eine Abnahme des Kieselsäuregehalts zur Voraussetzung hat. Anders ist das mit einer zweiten Form des Übergangs, bei welcher an die Stelle des zurücktretenden Hypersthens sich Olivin als Einsprengling drängt, und somit aus Hypersthenandesit sich Zwischenformen nach dem Basalt hin entwickeln, welche besonders von Hague und Iddings von der californischen Sierra und dem Great Basin erwähnt werden. Dieser Vorgang scheint an eine Abnahme des Kieselsäuregehalts geknüpft zu sein, mit welcher eine merkliche Zunahme der zweiwerthigen Metalle Hand in Hand geht. Es lässt sich hieraus schliessen, dass die intratellurische Ausscheidung von Hypersthen und Augit wesentlich an die in der Tiefe herrschenden physikalischen Bedingungen, vielleicht auch an die Durchtränkung der Magmen mit Wasser gebunden ist.

Die Hypersthen- und z. Th. auch die Augitandesite stehen danach so recht auf der Grenze der sauren und der basischen Effusivgesteine und participiren gewissermaassen an den Eigenthümlichkeiten beider. Wenige andere Gesteinsfamilien haben daher auch ein so hohes structurelles Interesse. Nun haben bei den Hypersthenandesiten von normaler Zusammensetzung eigentlich nur zwei der bei den Biotit- und Amphibolandesiten beschriebenen Structurtypen eine allgemeinere Verbreitung, der rein andesitische und der vitrophyrische. Doch finden sich in allen grösseren Andesitgebieten auch Vertreter der übrigen Structurformen, wie z. B. das Gestein von der Bergrotunde bei Kapnikbanya dem normalen trachytoiden Typus, dasjenige von Misterhaza im Hargitta-Gebirge demselben Typus, aber mit reichlicher Beimengung kurzrectangulärer

und quadratischer Feldspathdurchschnitte in der Grundmasse angehört, solche vom Hugyusthale und vom Csibles den dioritporphyritischen Habitus gewisser Dacite besitzen, ja oft sehr angenähert hypidiomorph-körnige Structur annehmen, während Vorkommnisse aus dem Gönczer Thale bei Schemnitz und der Gegend von Nagybanya den felsodacitischen Typus repräsentiren.

Von besonderem Werthe sind natürlich Untersuchungen, welche an einem einheitlichen Andesitgebiet unter vollkommener Berücksichtigung der geologischen und petrographischen Verhältnisse gemacht wurden. Nach dieser Richtung ist kein anderes Gebiet so genau durchforscht worden, wie die Umgebung des Comstock Lode bei Virginia City im Washoe-District, Nevada U. S. Nach den vorbereitenden Arbeiten von v. Richthofen und der recht unzutreffenden mikroskopischen Beschreibung Zirkel's über die Gesteine dieser Gegend hat Geo. Becker die Geologie und Petrographie derselben in einer höchst ausführlichen und fördersamen Weise durch Karte, Wort und Bild zu allgemeiner Kenntniss gebracht. Er glaubte eine Anzahl von älteren und jüngeren Eruptivmassen unterscheiden zu können, deren strenge Abgrenzung allerdings nicht ohne Schwierigkeit war. Diese Gesteinsmassen, welche er als Quarzporphyre, Diorite, Diabase, Glimmerandesite, Hornblendeandesite, Augitandesite und Basalte beschrieb, werden auf Grund erneuter Untersuchungen des Becker'schen Materials vorwiegend vom petrographischen Gesichtspunkt aus, allerdings unter thunlichster Berücksichtigung von Becker's eigener geologischer Darstellung, von Hague und Iddings als eine einheitliche Eruptivmasse angesehen, welche der Hauptmasse nach zum Hypersthenandesit zu stellen wäre, und aus welcher sich local die Biotit- und Amphibolandesite (sie umfassen dann auch Becker's Diorite, wie seine Diabase zum Hypersthen- und Augitandesit gehören würden), Dacite und Rhyolithe (Becker's Quarzporphyre) entwickelt haben*.

* Ein anderes interessantes Beispiel für die Zusammengehörigkeit verschiedener vulkanischer Gesteine liefert nach Cross das Gebiet zwischen den Städten Silver Cliff und Rosita im Custer Co., Colorado. Hier erscheinen zu einer Art geologischer Einheit verbunden und aus einem Reservoir abzuleiten Andesit in mehreren Arten, Liparit und Trachyt in folgenden, nach ihrer Eruptionsfolge geordneten Phasen. Die Eruptionen begannen mit explosivem Auswurf von Hornblende-Andesit in Breccien und Tuffen, dem ein Erguss, wahrscheinlich aus Spalten, von holokrystallinem Biotit-Amphibol-Augit-Andesit (Bunker Andesite) folgte, der die Hauptmasse der nördlich von Rosita gelegenen Hügel bildet. Dann durchbricht Diorit in mehreren, aber unbedeutenden

Hague und Iddings stützen sich für diese Auffassung des Weiteren auf analoge Verhältnisse an andern Punkten des Great Basin und der westlichen Cordillere. Als durchaus fest begründet wird man diese Ansicht, für welche die petrographischen Verhältnisse an einem reichen, mir durch die Güte der Herren Becker und Iddings zugänglich gewordenen Material allerdings in hohem Grade spricht, heute wohl ansehen dürfen, nachdem das Ausbleiben jeden Widerspruchs wohl auf eine Übereinstimmung in der Deutung der geologischen Verhältnisse zwischen den amerikanischen Geologen schliessen lässt. So hätte man denn in dem Washoe-District in ähnlicher Weise, wie das im Glimmerdioritgebiet von Klausen der

---

Massen den Bunker-Andesit. Diese Diorite bestehen aus Plagioklas, Orthoklas, Augit, Biotit und Magnetit in sehr wechselnden Mengenverhältnissen. So giebt es Massen, in welchen Augit und Magnetit sehr stark vorherrschen, andere, in denen Plagioklas den Hauptantheil bildet. Wieder in andern Fällen tritt der Orthoklas stark hervor und dann ersetzt Hornblende einigermaassen die Augite; auch olivinhaltige Typen finden sich. Diese als Diorit zusammengesetzte Intrusivformation wird ihrerseits von granitischen Gängen (fast nur Orthoklas und Quarz) durchsetzt, die nirgends ausserhalb derselben auftreten. Alle die als „Diorit" zusammengefassten Massen gehen oft und ganz allmählig in normalen Diorit über. — Ein dritter Andesit, jünger als die beiden Erstgenannten, dicht und porphyrisch, mit wenig farbigen Gemengtheilen (Biotit, Hornblende und Augit), etwas Quarz und Tridymit, ist in den Hügeln südlich von Rosita verbreitet und kommt nirgends mit den beiden ersten in Berührung. — Hierauf kommt eine Liparit-Eruption, welche mit losen Auswurfsmassen beginnt und dann zu zahlreichen kleinen Strömen fortschreitet. Über den gebänderten Lipariten der Klippen bei Silver Cliff liegen „boulders" von weniger als 1 Fuss bis 10 Fuss Durchmesser in mächtiger Anhäufung theils in einer Grundmasse von sehr weichem, weissem Thon, theils in glasigem Liparit oder Pechstein. Die scheinbaren „boulders" sind in Wirklichkeit gigantische Sphärolithe und der Thon, in welchem sie liegen, ist ein Zersetzungsproduct der Hyaloliparite, ein Gemenge von Kaolin und Opal. — Der Liparit dieser Periode ist local unmittelbar nach der Eruption in Alaunfels solfatarisch umgewandelt worden. — Auf den Liparit folgte ohne vorhergehende nennenswerthe Erosion die Eruption eines neuen Andesits in weit hinstreichenden Gängen, die alle andern Massen durchsetzen und in zwei Strömen, die auf dem Liparit ruhen. Es ist ein Biotit-Augit-Andesit, der nach einem Strome an den Pringle Hills, westlich von Rosita, Pringle-Andesit genannt wird. — Die eruptive Thätigkeit schloss mit Spaltenergüssen und langgestreckten Gängen von echtem Trachyt (Game Ridge).

Die Bildung der edlen Erze, durch welche dieses Gebiet berühmt geworden ist, darf als ein thermaler Schlussact angesehen werden. Die Erze sind in der Bassick Mine, welche 1400 Fuss tief in einem vulkanischen Agglomerat niedergetrieben ist, in concentrischen Lagen um die Gesteinsfragmente (mehrere Andesitvarietäten, Gesteine des Grundgebirges) abgesetzt worden unter gleichzeitigem reichlichen Absatz von Quarz, Opal und Kaolin.

Fall ist, ein vorzügliches Beispiel für die Abhängigkeit der Structur eines Eruptivgesteins von den physikalischen Verhältnissen bei seiner Ausbildung und Verfestigung, also vom Orte. Hague und Iddings zeigen, besonders an den vom Sutro-Tunnel durchfahrenen Gesteinen des Mount Davidson, dass mit der Entfernung von der Erdoberfläche, also von der Abkühlungsfläche, die Structur ganz allmählig eine Reihe von Typen durchläuft, deren Unterschiede wesentlich in der Entwicklung der Grundmasse liegen, während die Einsprenglinge in allen Typen nahezu die gleichen nach Art, Zahl und Grösse bleiben. Der letztere Umstand ist eine directe Folge aus und damit eine Bestätigung der in diesem Buche vertretenen Vorstellung von der Bildung der Eruptivgesteine, zumal der Ergussgesteine. Die Structurreihe beginnt bei diesen Andesiten mit Gesteinen, deren Grundmasse aus Glas mit verhältnissmässig spärlichen Mikrolithen von Feldspath und Pyroxen, Magnetitkörnchen und Trichiten besteht; hierauf folgen Grundmassen, welche durchaus dem rein andesitischen Typus angehören, also hyalopilitische Structur besitzen; dann kommen holokrystalline Grundmassen aus Feldspathmikrolithen und allotriomorph-körnigen Aggregaten von Feldspath, Pyroxen und Magnetit, deren Korngrössen ganz allmählig von durchschnittlich 0,005 auf 0,3, 0,5, 0,1 mm anwachsen, während gleichzeitig auch die Feldspathmikrolithe an Länge und Breite zunehmen, bis sie zu leistenförmigen Individuen von 1,5 mm Länge werden, um welche herum an Stelle des allotriomorph-körnigen Cäments öfters granophyrische Verwachsungen von Quarz und Feldspath treten. Der Quarz wird in der Grundmasse erkennbar, sobald überhaupt die Dimensionen der Gemengtheile die zu einer sicheren Bestimmung nöthigen Dimensionen erreichen. Zu gleicher Zeit verlieren die Einsprenglinge von Feldspath und Augit mit der Zunahme der Dimensionen der Grundmassengemengtheile oft an Schärfe der idiomorphen Begrenzung. So verliert sich mehr und mehr der typisch-porphyrische Charakter des Gesteins, die Unterscheidung von Einsprenglingen und Grundmasse wird mehr und mehr schwierig und unsicher. Die Dimensionen der intratellurischen Ausscheidungen weichen nur wenig von denen der Effusionsperiode ab, ihre idiomorphe Begrenzung hat mehr und mehr durch Resorptionen und Weiterwachsen während der Effusionsperiode verloren. Dabei sind Glaseinschlüsse in den Gemengtheilen wesentlich an die niederen, Flüssigkeitseinschlüsse an die höheren Stadien der krystallinen Entwicklung gebunden. Die

zunehmende krystalline Entwicklung in dieser Structurreihe geht in unverkennbarer Weise parallel mit der Entfernung von der Abkühlungsoberfläche. Demnach sind die verschiedenen Structurtypen, welche wir in einer Gesteinsfamilie unterscheiden, zum grossen Theile Functionen der Erstarrungsbedingungen. Die grosse Mannichfaltigkeit dieser erklärt die bunte Reihe jener und man sieht, wie eine Verbindung zweier der Erscheinung nach verschiedener Structurtypen (hier der trachytischen und allotriomorph-körnigen) zu Stande kommen kann. Man wird nicht fehl gehen, wenn man in diesem Falle, wie das früher bei den Granitporphyren gezeigt wurde, eine ältere und jüngere Generation in der Effusionsperiode unterscheidet; in der ersten entstand der mikrolithische, in der zweiten der allotriomorph-körnige Antheil der Grundmasse. Das Gestein zeigt eine dreifache Generationswiederkehr, wobei man allerdings die beiden der Effusionsepoche angehörigen sich als weit übereinander hingreifend wird vorstellen müssen. Will man streng unterscheiden — und nur die Scheidung führt zur Klarheit — so würde demnach die hypidiomorph-körnige Structur eines Ergussgesteins niemals ganz identisch sein mit derjenigen eines Tiefengesteins, so vollkommen sie sich ähneln mögen. Die erste kommt zu Stande durch Verfliessen der intratellurischen und Effusionsbildungsperiode, den Tiefengesteinen fehlt die letztere gänzlich.

Der normale Typus der Hypersthenandesite ist der rein andesitische, hyalopilitische Typus. Derselbe ist ausserordentlich reich in der Umgebung von Schemnitz und Kremnitz (oft mit Übergängen in den vitrophyrischen), Glan, Nagybanya (Guttin, Fernezely, Nagyhisa, hier mit Quarz u. a. O.), Tokay, Czerwenitza, Tot Györk bei Waizen, Bath (hier mit derselben Kugelstructur, welche der Weiselbergit auf der Platte bei Aulenbach besitzt), Bagonya, Sturfels bei Plidar u. s. w. in Ungarn, bei Sztojkafalva, Malnás, im Hargitta-Gebirge, bei Klausenburg (Kiskapus, Gyalú) und bei Olaposbanya in Siebenbürgen vertreten. Hervorzuheben ist die nicht seltene nesterartige Aggregation der intratellurischen Ausscheidungen, wobei die einzelnen Individuen gegen einander allotriomorph, gegen das Gestein hin idiomorph begrenzt sind. Derartige Verhältnisse erklären die hypidiomorph-krystalline Structur von Auswürflingen dieser Gesteine, wie man sie in den Tuffen derselben antrifft. Genauere Angaben über die Verbreitung in Ungarn und Siebenbürgen lassen sich nach den

zahlreichen Mitteilungen der Petrographen und Geologen dieser Länder nicht machen, weil bisher eine sichere Trennung der Augite und Hypersthene nicht durchgeführt ist und Schlüsse aus der Angabe des Pleochroismus nicht zuverlässig sind. — Durch den Mangel einer älteren Generation von Pyroxenen ist der Hypersthen-Andesit von Csik Magos zwischen Csik und Gyorgyo in gewissen tridymitreichen Varietäten ausgezeichnet. — Das durch seine aufgewachsenen Krystalle von Hypersthen, Hornblende, Pseudobrookit, Tridymit, Apatit, Anorthit, Anatas, Granat, Rubellan und Titanit ausgezeichnete, nach Primics auch turmalin- und cordieritführende Gestein vom Aranyer Berge bei Deva in Westsiebenbürgen wird von den einen zum Augit-Andesit, von andern zum Hypersthen-Andesit gezählt. Die in meinem Besitz befindlichen Handstücke, welche gelben Augit enthalten, führen keinen Hypersthen als Gemengtheil. Pseudomorphosen von Eisenoxyd lassen vielleicht auf Hypersthen im frischen, nicht von Fumarolen veränderten Gestein schliessen; derselbe wurde übrigens auch in dem frischen Gestein mit hellgrünem, fast farblosem Augit nur spärlich beobachtet. Die Structur ist mehr trachytisch als andesitisch und geht in das Allotriomorphkörnige über.

An mehreren Punkten Ungarn-Siebenbürgens, wo die Hypersthen- und Augit-Andesite in geologischer Verknüpfung mit Biotit- und Amphibol-Andesit auftreten, wurden sie von den Geologen dieses Landes als jünger erkannt.

Die den ungarischen Gesteinen durchaus entsprechenden Hypersthen-Andesite des Smrkouz-Gebirges in Süd-Steiermark (St. Egidi bei Thennenberg, Viedena) beschrieben Niedzwiedzki und Hussak.

Nach Osann sind die Hypersthen-Andesite des östlichen Zuges der Eruptivmasse des Cabo de Gata von der Sierra bis zur Mesa de Roldan, südlich von Carboneras und die des mittleren Zuges von der Serrata bis zur Rambla de la Granatilla, nördl. von Carboneras vollständig frei von Biotit und Hornblende. Auch auf früheren Gehalt an diesen Mineralien deutet keine Spur hin, obschon die Glimmer- und Hornblendeandesite des Gebiets oft Hypersthen enthalten. Man kann nach Osann eigentliche Hypersthenandesite und Augitandesite mit nur accessorischem Hypersthen unterscheiden. Die letzteren sind dunkler und feldspathärmer. Ein gelegentlicher Quarzgehalt stammt aus den Lipariten des Gebiets.

Auch in der Gegend von Carthagena, auf der Insel Alborán

und im Mar Menor bei Carthagena erscheinen Hypersthenandesite. Diese enthalten Cordierit, der dann von einem schmalen Hof umgeben ist, welcher von dem Normalgestein abweicht. Der Cordierit ist nie verzwillingt, aber idiomorph und wird bisweilen von Granat begleitet. Meistens bildet aber der Cordierit mit grünem oder röthlichgrauem Spinell nebst Plagioklas und Pyroxen ein grobkörnig holokrystallines Aggregat, welches fremd im Andesit liegt.

Fouqué und Washington beschreiben Hypersthenandesite von Methana, letzterer auch von Aegina.

In vorzüglicher Schönheit begegnen wir diesem rein andesitischen Typus des Hypersthen-Andesits bei den Eruptivmassen der süd- und centralamerikanischen Anden, einerseits durch Zunahme der Glasbasis in vitrophyrische, andererseits durch Verschwinden derselben in mehr trachytische Formen übergehend und im letzteren Falle öfters quarzhaltig; dann aber auch mit basischerem Charakter, so dass ein Theil des Hypersthen durch Olivin ersetzt wird (Pichincha). Aus eigener Anschauung kenne ich als hierher gehörig Laven des Pichincha, Chimboraço, Tunguragua, dann des Iraçu bei Carthago. Die weitere Verbreitung dieses Typus in den genannten Gebieten ergiebt sich aus den Arbeiten von Hatch (Cerro Chachani), von Siemiradzki (Zusammenfluss des Rio de Alausi und Rio Chanchan in West-Ecuador), von Elich (Illiniza, Corazon), von Belowsky (Hochland von Tulcán, Piñon, Cotocaxi, Escalerasberge in Nord-Ecuador), von Herz (Pululagua, Rucu-Pichincha und Guagua-Pichincha), von Klautzsch (Cordillera de Guangaje é Isinlivi, Cordillera de Sigchos y Chugchilan, Angamarca, Llangagua), von Küch (aus ziemlich allen Gebieten der columbianischen Anden), von Bonney (Rucu-Pichincha, Antisana, Carihuairazo, Coraçon, Altar, Sincholagua, Cotocaxi) und von Hague und Iddings (Cerro de Cunchique, Panama u. a.). — Auch an den grossen nordcalifornischen Vulkanen sind nach denselben Autoren. Hypersthenandesite in allen Structurformen der Grundmasse von rein glasigem bis zu holokrystallinem Bestande verbreitet. Nach Lenk und Aguilera gehören die Gesteine des Popocatepetl ebenfalls hierher.

Unter den vulkanischen Gesteinen der Sunda-Vulkane auf Sumatra und Java wurde der Hypersthen-Andesit bislang meistens mit Augitandesit verwechselt. Seine Verbreitung ist nach Verbeek eine sehr bedeutende; zu betonen sind die weit häufigeren Übergänge in die basischeren Augitandesite und Basalte, als in Biotit- und Amphibolandesite und Dacite. Vorzügliche Beispiele

liefert der Vulkan Gradjakan auf Java, und die Insel Celebes. Da Zirkel bei Frenzel Augitandesite dieser Insel beschreibt, so scheint auch hier die Association der beiden Gesteine vorzuliegen. Dass die Sunda-Vulkane auch heute noch hypersthen-andesitisches Material fördern, haben die oft beschriebenen losen Auswurfsmassen des Krakatau im Jahre 1883 bewiesen.

Nach Hutton begleiten Hypersthen- und Augitandesite (gelegentlich mit Quarzkörnern) mit untergeordneten Mengen von Hornblende-Andesiten und jüngeren Daciten die Quarzgoldgänge in dem Hauraki-District in Auckland, Neu-Seeland.

Recht alkalireich sind Hypersthen-Andesite der Gegend von Three Forks in Montana, welche Merrill beschrieb. Auch Hornblende-Andesite kommen mit ihnen vor.

Eine recht bedeutende Verbreitung hat dieser Typus des Hypersthenandesits anscheinend im Caucasus; mir lagen Proben vor von Baidara und Semonlethi an der Georgischen Militärstrasse, von Alagos, vom Badeort Abas Tuman, von den Dörfern Malischk, Malakalewi und Gorbaduch, von der Spalte bei Achalkalaki und aus den Gebieten zwischen Borjom und Tzalke, sowie zwischen Gümüsch-chaná und Tschaikert östlich des Arpatschai-Flusses.

Der vitrophyrische Typus der Hypersthenandesite vermittelt zwischen den normalen echt andesitischen Formen und den Andesitgläsern oder Hyalo-Andesiten. Derselbe dürfte kaum einem grösseren Gebiet fehlen und zeigt nach Farbe und Porosität des Glases, nach Mangel oder Reichthum an globulitischen und krystallitischen Gebilden u. s. f. sehr wechselnden Habitus. Noch fehlen eingehendere Untersuchungen über die Natur dieser Gläser, doch lässt sich bereits angeben, dass die Basis solcher Gesteine sehr oft zum Bimsstein-, nicht selten zum Obsidian-, seltener zum Perlit- und Pechsteinglas gehört. In vorzüglicher Ausbildung kommen vitrophyrische Hypersthenandesite in der Umgebung von Tokaj und am Horny Turcek bei Kremnitz vor. An beiden Fundorten sind die nicht gerade reichlichen Einsprenglinge von basischem Plagioklas, Hypersthen, Augit, Magnetit und Apatit, sowie etwas Zirkon in einer Grundmasse aus zwei schlierig-eutaxitisch verwobenen Gläsern eingebettet; das eine Glas ist sehr mikrolithenarm und gelbroth durchsichtig, das andere sehr mikrolithenreich und grau. Die weite Verbreitung der Hypersthenandesite im Cserhat (Ungarn) that Schafarzik dar.

Sonst wurden mir vitrophyrische Ausbildungen von Carboneras am Cabo de Gata, vom Widodarin in Java und vom Singalang auf Sumatra (mit etwas Biotit und Amphibol) bekannt. — Auch der erste in den Vereinigten Staaten von Nordamerika von Cross beschriebene Hypersthenandesit von den Buffalo Peaks im South Park, Colorado, gehört diesem Typus an, welcher auch unter den von Svenonius entdeckten und beschriebenen Vorkommnissen aus Norrland in Schweden in seltener Schönheit auftritt.

Das Vorkommen dieser Gesteinsgruppe an den japanischen Vulkanen geht aus den Angaben von Törnebohm über Hypersthenandesite des Asama-yama, von Koto über Enstatitandesite von Kokaze in Izu und Nawatsi hervor. — Becke beschreibt sie vom Krater des Palandokän und vom Soganly-Plateau in Armenien.

Das classische Vorkommen für Hypersthenandesite in Europa ist der Archipel von Santorin, von dessen Gesteinen Fouqué eine mustergültige Darstellung gegeben hat. In den älteren und jüngeren Laven des Santorinvulkans finden sich in lückenloser Reihe alle Stadien structureller Entwicklung vollkommen ebenso, wie im Washoe-District, nur etwa mit dem Unterschiede, dass die dort zweigliedrige Entwicklung während der Effusionsperiode hier nur in Spuren vorkommt. Aus sehr mikrolithenarmem, bräunlichem, grauem oder farblosem Glase folgen alle Stadien bis zur typischen, hyalopilitischen Andesitstructur, in welcher die Glasbasis bis auf kaum wahrnehmbare Reste verschwunden ist. Trachytoide und allotriomorph-körnige Grundmassen kommen vielfach in den älteren Gängen auf Thera vor. Eine felsodacitische Ausbildung zeigen Proben von der 1866 entstandenen, bald überdeckten kleinen Insel Reka und einzelne Bomben, welche am 27. Juni 1866 auf Georgios I. ausgeworfen wurden. Der Mineralbestand ist der normale für Hypersthenandesite; Übergänge in Augitandesite und olivinführende Augitandesite sind verbreitet. Die Einsprenglingsfeldspathe der Georgioslaven sind vorwiegend Labrador (die älteren Laven führen z. Th. Oligoklas) und wenig Anorthit, der Feldspath der Grundmasse ist Albit und Oligoklas. Die hohe Basicität der uranfänglichen intratellurischen Ausscheidungen eruptiver Magmen ergiebt sich aus den Einschlüssen von sogenannter Anorthitlava, d. h. von nesterartigen Agglomerationen von Anorthit, Hypersthen, Augit, Olivin, Titanit und Magnetit, welche durchweg sich dem Habitus hypidiomorph-körniger Gesteine auch dann nähern, wenn sie von Gesteinsglas mehr oder weniger durchtränkt sind. — Knollen von

Wollastonit, Fassait und Melanit, welche die Laven einschliessen, werden als metamorphosirte Kalksteinfragmente gedeutet.

Sanukit nennt Weinschenk ein vitrophyrisches Glied der Andesitreihe, welches in einer klaren Glasbasis viel farblosen Bronzit in langen Nadeln, spärlichen Plagioklas und vereinzelt Granat enthält. Der Bronzit wird häufig von Augit eingehüllt. Die Fundorte dieser Abart sind Amiura, Kankanishi, Ikomasan. Kaihai und Kajiri in den Provinzen Sanuki und Kawashi, Japan, Der Sanukit ist danach ein Hypersthenandesit, dessen Eruption im Anfang der intratellurischen Feldspathausscheidung stattfand.

Dasselbe Gestein beschieb Y. Kikuchi als vulkanisches Glas aus Tuffen von der Bonin-Insel (japanisch Chichishima) und von dem nahegelegenen Ototoshima und ebenso, ohne hiervon Kenntniss zu haben, auch Joh. Petersen von Peel Island, einer der Bonin-Inseln (27° n. Br. 141° ö. L. von Greenwich) in nahezu übereinstimmender Weise, Letzterer z. Th. in absolut feldspathfreiem Zustande. Rhombische Feldspathtäfelchen der Grundmasse hält er eher für Sanidin, Kikuchi für Anorthit; sie kommen neben zweifellosen Plagioklasleistchen vor. Die Basis wimmelt nach der Angabe beider Autoren von zierlichsten Augitwachsthumsformen und andern krystallitischen Gebilden. Die Einsprenglinge sind Bronzit, Olivin und spärlicher Augit, local Feldspath. Die Basis bildet etwa die Hälfte der Gesteinsmasse. — Petersen hat das Gestein Boninit genannt; aber der Weinschenk'sche Name hat die Priorität, wie die Jahreszahlen der Arbeiten zu Häupten dieses Capitels ergeben.

Joh. Petersen zieht sehr richtig den Verit Osann's und den Limburgit zum Vergleich heran. Der Sanukit ist ein vitrophyrischer Bronzitandesit, dessen Eruption statthatte zur Zeit der beginnenden Feldspathausscheidung im Magma.

Wie aus früher Gesagtem hervorgeht sind hier unter dem Namen **Augitandesit** nicht alle jüngeren effusiven Plagioklasaugitgesteine verstanden, sondern nur die saureren, welche in ihrer Structur den übrigen Andesiten, zumal den Hypersthenandesiten parallel stehen. Ihre älteren Aequivalente sind ganz vorwiegend in dem Weiselbergit-Typus der Augitporphyrite zu suchen. Man hat dieselben vollständig charakterisirt, wenn man sie Hypersthenandesite nennt, deren rhombischer Pyroxen gänzlich durch monoklinen verdrängt wurde. Die nahe genetische Beziehung zu den

Biotit- und Amphibolandesiten wird auch hier durch die nicht seltene Anwesenheit von Resten dieser Mineralien in mehr oder weniger vollendeter Umbildung zu Magnetit-Augit-Aggregaten dargethan. Sie kommen fast ausschliesslich im rein andesitischen, also hyalopilitischen, oder vitrophyrischen Typus vor. Übergänge in trachytoide Formen fehlen nicht, sind aber seltener als diejenigen in basaltische. Nach dieser Richtung hin weist auch die Häufigkeit des Olivins als Übergemengtheil. Wo Hypersthenandesite in grösserer Entwicklung vorhanden sind, da pflegen auch die Augitandesite nicht zu fehlen; oft vermitteln sie zwischen diesen und den Basalten. Seltener sind sie mit Basalten allein verknüpft; und besonders in solchen Gebieten sind die Grenzen gegen Basalte nach Structur und Zusammensetzung schlecht zu ziehen.

Typische hyalopilitische Augitandesite finden sich unter den Schemnitzer Vorkommnissen spärlich, reichlicher im Archipel von Santorin, bei Balakalessa in der Troas, bei Youm Bournoum in Anatolien, in den Anden (Punin zwischen Riobamba und Chimboraço, an der Südküste von Veragua, am Chiriqui), in Mexico (hierher gehört das durch seinen schönen Tridymit bekannte Gestein von Pachuca, in welchem ein anscheinend aus Eisenerzen hervorgegangenes, in langen, fuchsrothen Säulchen krystallisirendes Mineral von sehr winzigen Dimensionen mit paralleler Auslöschung und positivem Charakter der mit der Prismenaxe zusammenfallenden Elasticitätsaxe, sehr hohem n und starker Doppelbrechung verbreitet ist, welches man nur für Rutil halten muss), auf den Cyaneen bei Constantinopel, vom Palandokän, Dumlidagh und Pasin in Armenien (nach Becke), und auf den Sunda-Inseln, sowie auf den Aleuten (hier z. Th. ohne intratellurische Einsprenglinge).

Solche mit Übergängen in basaltische Structurformen (die „Labradorites“ der Franzosen) liefert in grosser Schönheit das Velay und der Mont Dore (Puy de Pariou, durch geringe Menge der älteren Einsprenglinge, darunter spärlich Amphibol, gelbe Glasbasis, Augit, Pseudobrookit, Tridymit und Structur auffallend ähnlich dem Gestein vom Aranyer Berg, Volvic am Puy de Megère, Plateau de la Bastide), der Sunda-Archipel, von wo sie besonders durch Verbeek und Behrens eingehend beschrieben wurden (der accessorische Olivin ist bisweilen, so am Goenoeng Api auf Banda, in Haematit umgewandelt) und S. Miguel (Sete Cidades, Val de Furnas, Lagoa do Fogo).

Aus der Literatur sind besonders zu erwähnen die Mittheilungen von Kreutz über vitrophyrische saure Augitandesite von Fortance Stane, und über auswürflingsartig im Tuff des Kamen Verch im Smrkouz-Gebirge vorkommende, rein körnige Varietäten (darunter quarzführende und solche mit Anorthit), von Schafarzik über die Vorkommnisse von den südwestlichen Ausläufern des Cserhat-Gebirges NNO. von Budapest (ihre Feldspatheinsprenglinge sind Anorthit. sie sind z. Th. olivinführend). — Normale Augitandesite mit stark pleochroitischem Augit beschreibt Oebbeke von den Philippinen (Halbinsel Marivelles, Monte Binay, Berge S. von Batangas). — Naumann (Z. D. G. G. 1877. XXIX. 370) beschreibt holokrystalline Augitandesite des Vulkans Ooshima in der Bucht von Yeddo (neben Labrador findet sich Sanidin als Einsprengling), Koto trachytoide Augitandesite der Provinz Izu und der Gegend von Tokio, vitrophyrische aus der Provinz Kozuka, Joh. Petersen hyalopilitische und vitrophyrische von Sulphur Island, 24° 28′ n. Br. und 141° 13′ ö. L. von Greenwich (sie enthalten nach der Beschreibung Augite mit Sanduhrform ohne optische Differenz der Felder, also auch ohne chemische Differenz) und von den Inseln Hachijo, südl. Tokio, 36° 6′ n. Br., 139° ö. L. und Mijakeshima, 34° 4′ n. Br., 139° ö. L. — Wichmann schildert vitrophyrische Vorkommnisse und Aschen von Ninafou, Blaas solche vom Berge Kenarigird in Persien, die in einer allotriomorph-körnigen Grundmasse von Plagioklas, grünem Augit, etwas Biotit und Magnetit nur Einsprenglinge von Plagioklas enthalten. — v. Drasche und Vélain untersuchten Augitandesitlaven und Auswürflinge der Insel Bourbon, letzterer auch solche von St. Paul, deren Feldspath Anorthit war.

Mügge vergleicht olivinhaltige und zu Basalten hinüberspielende Augitandesite des Massai-Landes mit denen von S. Miguel. Törnebohm fand Pseudobrookit in Augitandesiten von der Beringstrasse. — Amerikanische Augitandesite aus den süd- und centralamerikanischen Anden (z. Th. mit Quarz) beschreibt Gümbel, centralamerikanische (von Panama) mit Annäherung an die Basalte, und ihre Aschen Diller, von Mill Creek am Mount Hood Kloos (die Plagioklase bilden keine Viellinge, sondern nur Zwillinge). Es ist überhaupt nicht selten bei Pyroxenandesiten, dass die Plagioklase des polysynthetischen Baus entbehren. — Tschermak und Lagorio beschrieben Augitandesite des Caucasus. Die Quarzkörner in Vorkommnissen vom Kasbek und Elburs hält Tschermak für Einschlüsse. — Typische hypersthenfreie Augitandesite aus dem Caucasus lernte ich kennen

von Abúl, vom Dorfe Ketanlú am Arpatschai, von Semonlethi an der Georgischen Militärstrasse und von Atzchur am Wege von Borjom nach Achalziche.

Zwischen Hypersthenandesiten und Basalten schwanken die von Bucca untersuchten Augitandesite von Lipari. Zu dem normalen Bestande gesellen sich sowohl Hypersthen, wie Olivin. Die verbreitetste Ausbildungsform der Grundmasse ist eine hyalopilitische, doch sind die Augite nicht idiomorph, sondern sie bilden eckige bis rundliche Körner. Die bald farblose, bald gelblich bis bräunlich gefärbte Glasbasis ist oft voll von Mikrolithen. Durch Zunahme der Glasbasis entstehen vitrophyrische Typen (andesiti a massa porfirica), durch Zurücktreten dieser und Entwicklung zahlreicher sehr kleiner Feldspathmikrolithe mit zwischengeklemmten Augit- und Magnetitkörnern bilden sich trachytoide (andesiti a massa microlitica), und durch weiteres Sinken der Dimensionen der Grundmassegemengtheile scheinbar mikrofelsitische Formen (andesiti a massa petrosilica). — Ähnliche Verhältnisse finden sich bei Augitandesiten von Vulcano*. — Bucca stellt ferner zu den Augitandesiten die von Abich als Trachydolerite, von vom Rath als Trachyte bezeichneten Gesteine vom Monte Santa Croce bei Roccamonfina. Biotit, Augit und bis an den Rand mit Interpositionen erfüllter Plagioklas liegen in wesentlich mikrolithischer Grundmasse.

Carmeloit nannte Lawson einen Augitandesit, dessen Olivin eine besondere Art der Umwandlung erfahren hat, welche unten bei den Melaphyren beschrieben werden wird. Es entsteht hierbei eine homogene Pseudomorphose, welche von Lawson Iddingsit genannt wurde und welche den mineralogisch charakteristischen Gemengtheil darstellen sollte. Diese Olivinpseudomorphosen erscheinen als Einsprenglinge und in der Grundmasse und ersetzen in manchen Vorkommnissen bis zu grossem Procentsatz den Augit. Das Gestein tritt an mehreren Punkten in der Umgebung der Carmelo-Bucht, südlich der Bucht von Monterey an der californischen Küste auf.

Als Mijakit hat Joh. Petersen ein mattrothbraunes augitandesitisches Gestein von der Insel Mijakeshima (34° 4′ n. Br.,

---

* Mercalli giebt aus olivinführenden Augitandesiten von Vulcanello auf Vulcano isotrope Einsprenglinge an, die er als Nosean deutet.

139° ö. L. von Greenwich) beschrieben, dessen Einsprenglinge Bytownit und Augit nebst spärlichem Biotit, Hypersthen und Apatit sind. Die intersertalstruirte Grundmasse baut sich auf aus Magnetitoktaëdern, Feldspathleistchen und wenig durchsichtigen rothbraunen Kryställchen eines Pyroxens. Derselbe zeigte zwei ungleiche Blätterdurchgänge, die sich angenähert unter rechten Winkeln schneiden, und schwachen Pleochroismus. Das isolirte Pulver liess an keinem Kryställchen gerade Auslöschung wahrnehmen; sie war allenthalben schief unter wechselnden Winkeln, die bis zu 43° anstiegen. Daraus wurde auf einen triklinen Pyroxen geschlossen und da die Analyse des Gesteins einen ungewöhnlichen Gehalt an MnO (1,45 %) ergab, der wohl nur diesem Pyroxen angehören konnte, so charakterisirte Joh. Petersen den Mijakit als einen Mangan-Augit-Andesit.

Nach der von Sekiya und Kikuchi mitgetheilten Analyse (mit 1,40 bezw. 1,80% Mn_3O_4) könnte man auch in den Hypersthen-Andesiten des durch seine furchtbare Explosion vom 15. Juli 1888 bekannten Vulkans Bandai-San im District Yama der Provinz Iwashiro in Nordjapan Mijakite vermuthen.

Eine nach mehreren Richtungen hin eigenthümliche Gruppe bilden die von Förstner besprochenen Augitandesite der Insel Pantelleria. Zunächst zeigen ihre Feldspathe oft durchaus den Habitus der Anorthoklase, nicht denjenigen der normalen Plagioklase, zumal in der überaus feinlamellaren, mikroklinartigen Structur. Auch ist ihr Axenwinkel um die negative Bissectrix für echte Plagioklase in vielen untersuchten Schnitten auffallend klein. Der Einsprenglingsaugit ist offenbar von zweierlei Art, ein zwischen grün und bräunlich pleochroitischer mit sehr starker Dispersion der Axen, und ein hellgrüner, unpleochroitischer, dem diese Eigenschaft nur in geringem Grade zukommt. Olivin erscheint ziemlich constant als accessorischer Einsprengling. Die Grundmassen sind holokrystallin vom Habitus der Grundmassen der sog. Akmittrachyte etwa, nur reicher an farbigen Gemengtheilen, unter denen neben grünen Mikrolithen, die jedenfalls z. gr. Th. dem Pyroxen angehören, oft die, vielleicht mit dem Cossyrit identischen, Säulchen und Fetzen von tiefkrappbrauner Farbe und sehr starkem Pleochroismus auftreten. Letztere ordnen sich gelegentlich zu roh radialen Häufchen, setzen sich auch gern an Feldspathdurchschnitte und umsäumen diese (Marina di Suvachi). Bald fehlt das zum Cossyrit gestellte Mineral und in der trachytoiden Grundmasse liegt neben den

normalen Einsprenglingen vereinzelt Hypersthen (Cuddia Patita). Normale hyalopilitische Andesitstructur (Monte Ghibele) führt hinüber zu vitrophyrischen Typen, in denen bei tiefbrauner oder rothbrauner Farbe die mikrolithischen Ausscheidungen der Effusionsperiode nahezu vollständig fehlen (Miliach an der Montagna Grande und Costa di Venicola), während bei hellerer Färbung tafelförmige und leistenförmige Mikrolithe von Feldspath, auffallend lang säulenförmige eines lauchgrünen Augits, und schön idiomorphe Säulen von tiefbraunem Cossyrit nicht allzuspärlich vorhanden sind (Scauri). An Erzen kommt in den nicht glasigen Formen oft recht reichlich Haematit in blutroth bis gelb durchsichtigen Täfelchen vor, welchen auch Förstner angiebt, der seine Aufmerksamkeit wesentlich und in erster Linie den Feldspathen dieser Gesteine schenkte. Er unterscheidet einen älteren Augitandesit in theils holokrystallin-porphyrischer, theils vitrophyrischer Facies, dessen Plagioklaseinsprenglinge, prismatisch nach der verticalen Axe, nur kleines M haben. Die Grundmasse soll bei krystalliner Ausbildung aus Plagioklas, Magnetit, chloritischer Substanz und Haematit bestehen. Als weitere Einsprenglinge nennt Förstner spärlichen lauchgrünen Augit und Magnetit, und betont die Häufigkeit des Bavenoer Gesetzes bei den Feldspatheinsprenglingen. Dem gegenüber unterscheiden sich die jüngeren Augitandesite durch tafelförmige Feldspathe mit M und n als herrschenden Flächen, an denen das Bavenoer Gesetz nicht beobachtet wurde.

Diese Gesteine haben eine unverkennbare Verwandtschaft mit manchen Azoren-Andesiten, die Mügge als dichte und porphyrische Amphibolandesite beschrieben hat. Ihr Olivingehalt, ihr der Structur der phonolithoiden Trachyte verwandtes Gefüge ist ihm nicht entgangen. Ihr nicht unbeträchtlicher Gehalt an farbigen Gemengtheilen zweiter Generation, hier theils Biotit, theils Augit, theils eine Amphibolart, die nicht näher bestimmt werden konnte, sowie Olivin zweiter Generation und nicht unbeträchtliche Erzausscheidung geben ihnen ein eigenartiges Gepräge. Die Feldspathe sind sicher nicht basischer als Oligoklas, z. Th. Anorthoklas. Mügge glaubt in der Grundmasse auch Spinell beobachtet zu haben. Die typischen Vorkommnisse liegen in der Umgebung der Caldeira von Fayal, im Thale von Furnas, an den Abhängen von Sete Cidades und der Lagoa do Fogo auf S. Miguel. — In den porphyrischen Abarten vom Pico das Camarinhas und Pico do Fogo auf S. Miguel, Castello branco und Caldeira auf Fayal sind die Feldspatheinsprenglinge

z. Th. weit basischer (bis hinab zum Bytownit), der herrschende farbige Einsprengling ist eine barkevikitähnliche Hornblende mit kleiner Auslöschungsschiefe, daneben oft reichlich Aegirinaugit, die Grundmasse ebenfalls nicht arm an farbigen Gemengtheilen und dabei oft hypokrystallin.

Eine den Sanidiniten der Trachytfamilie verwandte Ausbildungsform dieser Gesteine beschreibt Mügge unter dem Namen „grobkörnige Amphibolandesite" als Auswürflinge am Pico das Camarinhas, am Westabhang des Gebirges von Sete Cidades auf S. Miguel. Sie bestehen bei hypidiomorph- bis panidiomorphkörnigem Gefüge aus basischem Plagioklas (Bytownit) mit Biotit, barkevikitähnlicher Hornblende und etwas Augit nebst ziemlich viel Eisenerz und stark pleochroitischem Apatit.

Mit den Pantelleria-Gesteinen scheinen ferner nach der Darstellung von R. Brèon gewisse isländische Vorkommnisse verwandt zu sein. Neben trachytoiden Augitandesiten, welche in einer mikrolithischen Grundmasse aus Oligoklas mit wenig Labrador und Augit Einsprenglinge von Labrador führen (Stikkisholmr u. a. O. im westlichen, Saudakrog im nördlichen Island), und auch in vitrophyrischer Facies mit nadelförmigem Augit und gegabeltem Feldspath auftreten (Hengildalr), werden sauere Formen von Kaldalr besprochen, deren Einsprenglinge zum Oligoklas oder Anorthoklas gehören, während die Grundmasse aus Oligoklas, wenig Augit und Magnetit in einer, bisweilen zu Tridymit umgewandelten, auch Opalsphärolithe führenden Glasbasis besteht. Glasige, in Liparit übergehende Typen werden von Akrureyri und Husafjell, perlitische vom Laugarfjäll erwähnt. Die älteren Ausscheidungen des letztgenannten Gesteins sind Augit und ein, nach Damour's Analyse zum Albit oder Anorthoklas gehöriger, Feldspath.

Eine eigene kleine Gruppe von Andesiten liegt in den mikroskopisch zuerst von Sauer beschriebenen **hauynführenden Andesiten** vor. Dieselben vermitteln zwischen den Andesiten und Tephriten in ganz ähnlicher Weise wie die Sodalithtrachyte zwischen den Trachyten und Phonolithen. Diese Stellung drückt sich mineralogisch sofort darin aus, dass neben oder an die Stelle der normalen Augite der Diopsid-Augitgruppe alkalihaltige Pyroxene treten, soweit diese Gesteine mir bekannt geworden sind. Sowohl in dem Gestein von Tenoya, wie in dem von Guinigada und von Tres

Montañas auf Gran Canaria sind die Einsprenglinge Aegirinaugit (z. Th. mit diopsidischen Kernen und die Grundmassepyroxene z. Th. Aegirinaugit, z. Th. Aegirin; an letzterem Orte erscheint auch eine tiefbraune Hornblende mit $b > c > a$. Sauer glaubt denn auch einen kleinen Gehalt an Nephelin in gewissen Vorkommnissen erkannt zu haben. Diese hauynführenden Andesite sind zuerst von den Canarischen Inseln bekannt geworden. Dieselben enthalten an älteren intratellurischen Ausscheidungen neben Magnetit, Apatit, spärlichem Zirkon, reichlich Titanit, Aegirinaugit, Hornblende, Augit, Hauyn und Plagioklas in oft tafelförmigen und ungestreiften Krystallen; die Grundmasse ist bald hyalopilitisch und besteht aus Plagioklasleisten mit viel Aegirinaugit, z. Th. Aegirin und Magnetit und einer von opaken Krystalliten und Trichiten erfüllten Glasbasis (Tres montañas auf Canaria), bald pilotaxitisch (Guinigada und Tenoya auf Canaria) mit ziemlich grobem Korn. Der Reichthum an Magnetit und Augit, sowie die, nach der Lage der Auslöschungsrichtungen zu schliessen, hohe Basicität der Feldspathe stellt das Gestein in die Nähe der Tephrite und entfernt es von den typischen Andesiten. Dem entspricht auch der Reichthum an Pyroxen und Hornblende unter den Einsprenglingen.

Fouqué wies hauynführende Amphibolandesite von Bataillouze im Cantal nach und Michel-Lévy beschreibt sie unter dem Namen téphrites vom Banne d'Ordenche im Mont Dore, vom Ravin de Lusclade, zwischen dem Roc Blanc und dem Lac de Guéry, und zwischen dem Puy de l'Ouire und dem Aiguiller de Guéry. Der herrschende Feldspath ist Labrador mit saureren Mänteln, neben Einsprenglingen von Hornblende erscheint reichlicher Augit (auch in der Grundmasse) in mehreren Abarten und ziemlich häufig Titanit. Der Feldspath der Grundmasse ist vorwiegend Oligoklas. — Die Vorkommnisse von Mareuge, Fond Marcel und Puy d'Alou enthalten neben Labrador auch Sanidin-Einsprenglinge und ein röthlichgelbes „palagonitisches" Glas mit stark doppelbrechenden positiven Sphärolithen, die das Bertrand'sche Interferenzkreuz zeigen.

Möhl beschrieb einen Hauynandesit von Okka auf der Insel Flores; ob der Hauyn sicher bestimmt sei, ist nicht ganz zweifellos.

Sandberger deutete im Jahre 1873 kurz die Anwesenheit hauynführender Andesite in Nassau an, und bestimmte die mineralogische Zusammensetzung eines solchen vom Sengelberge bei Salz als ein holokrystallines Gemenge von Plagioklas, Nosean, Nephelin, Hornblende und Apatit im Wesentlichen. Möhl, welcher im folgenden

Jahre dasselbe Gestein, sowie ähnliche vom Ruhberge zwischen Ruppach und Dahlen, vom Kriegersgarten östlich von Wölferdingen u. s. w. beschrieb, bestätigte den Noseangehalt, nennt aber den Nephelin nicht, und giebt als weitere Gemengtheile Sanidin und Augit, Titaneisen neben Magnetit, honiggelben Glimmer und farbloses Glas an. — Bertels, der über diese Gesteine eine eigene chemische und mikroskopische Untersuchung veröffentlichte, fand, dass die Grundmasse wesentlich aus triklinem Feldspath mit etwas in Eisenglimmer und freie Kieselsäure sich umsetzendem Fayalit nebst Nosean, Augit, Magnetit, Ilmenit bestehe, worin grössere Krystalle von triklinem Feldspath und Hornblende liegen. Letztere war grösstentheils in eine grüne, fasrige Substanz umgewandelt, die nach einer Separatanalyse zwischen Melanolith und Delessit stehen würde und den Namen Phäactinit erhielt Bertels gab diesen Gesteinen den Namen Isenit. — Wiederholte Untersuchungen an den Vorkommnissen vom Sengelberg bei Salz, vom Ruhberg und von dem Kriegersgarten bei Wölferdingen auf chemischem und mikroskopischem Wege thaten dar, dass weder Nephelin noch Nosean vorhanden seien; mit letzterem war der reichlich vorhandene Apatit verwechselt worden. Die Gesteine sind ihrer mineralogischen Zusammensetzung nach olivinhaltige Amphibol- und Biotit-Andesite (Kriegersgarten) von allerdings sehr hoher Basicität und mit einer entschiedenen Annäherung an basaltoiden Charakter, der auch makroskopisch hervortritt. Ihre nächsten Verwandten, mit allerdings wohl etwas höherer Acidität, finden sich unter den olivinhaltigen Biotit- und Amphibolandesiten der Insel S. Miguel und der Auvergne. Der Feldspath der Isenite wird stark von H Cl angegriffen und ist jedenfalls nicht saurer als Labrador. Die Abwesenheit des Sanidin hat schon Bertels dargethan. — Nach Angelbis bildet der Isenit vom Sengelberg einen Gang im Dachbasalt über den Bimssteinsanden.

Nach Zirkel's Angaben würde eventuell zum Hauynandesit eine Anzahl bereits oben wegen ihres Granatgehalts erwähnter Vorkommnisse aus Nevada (Coal Creek, Setoya Range und Susan Creek, River Range) gehören.

Die andesitischen Gesteine sind ebenso wie die liparitischen und trachytischen einer vorwiegend glasigen Ausbildung fähig. Solche Ausbildungsformen mögen allgemein als **Hyaloandesite** zusammengefasst werden. Dieselben sind durch die vitrophyrischen Andesite mit den normalen und holokrystallinen Typen verbunden,

und erweisen sich auch geologisch mit ihnen verknüpft. Das Charakteristische derselben liegt in dem vollständigen Fehlen oder doch der unbedeutenden Entwicklung von intratellurischen Einsprenglingen und von Bildungen der Effusionsperiode. Durch Anwachsen der ersteren bilden sich die gewöhnlich als Obsidian-, Pechstein- u. s. w. Porphyre bezeichneten vitrophyrischen Andesite, durch bedeutendere Entwicklung der letzteren gelangt man zu den normalen hyalopilitischen und pilotaxitischen Andesiten. — Eine scharfe Absonderung der Hyaloandesite von den hyalinen Formen der Liparite, Trachyte und Dacite ist bisher nicht durchgeführt und ohne weiter ausgedehnte chemische Arbeiten oft auch kaum möglich. Immerhin lässt sich aus der vorhandenen Summe von Erfahrungen erkennen, dass Andesitpechsteine, Andesitperlite, Andesitobsidiane und Andesitbimssteine vorkommen, und dass dieselben sich von den gleichen Ausbildungsformen der übrigen jüngeren Effusivgesteine von höherem Kieselsäuregehalt nur durch die Natur ihrer Einsprenglinge und auch durch diese, wie an früherer Stelle auseinandergesetzt wurde, nicht immer unterscheiden. Als Beispiele solcher Hyaloandesite mögen dienen ein von Verbeek beschriebener, an sphärolithischen Gebilden reicher und in Sphärolithfels übergehender Amphibolandesitpechstein von Javas 1te Punt und ein Augitandesitpechstein von Chomi im Caucasus (nach Becke), Perlite von Balos (Santorin) und von der Schlucht Schurdó im Caucasus, der erste ein Amphibolhypersthen-, der zweite ein Hypersthenandesit, Obsidiane von Nevada (Hypersthenandesit), Listanera und Vulcano (Augitandesite) und vom Soganly Plateau im Caucasus (Augitandesit, Becke), sowie Bimssteine von Akrotiri (sie gehen in Perlite mit negativ doppelbrechenden Glaskugeln über und führen in grosser Menge kleine mikroskopische Kryställchen, welche anscheinend die Form R . OR haben und starke positive Doppelbrechung besitzen, so dass selbst die kleinsten das Interferenzbild mit einem oder zwei Ringen zeigen; es ist nach Fouqué's Bestimmung Alunit). Cohen beschreibt als Amphibolandesit-Bimsstein die Lava des Ilopango-Sees, Republik Salvador, vom 20. Januar 1880, und Augitandesit-Bimssteine, welche im Mai 1878 zwischen Neu-Britannien und Neu-Irland aufgefischt wurden, und wahrscheinlich vom Februar-Ausbruch des Jahres 1878 in der Blanche-Bay herrühren, sowie solche von den Sandwich-Inseln, welche sich durch eigenthümliche Phänomene der Doppelbrechung in dem lichtgrauen Glase auszeichnen. — Oebbeke bespricht Amphibolandesit-Bimssteine von

Magalang, Philippinen, und Waller solche eines Amphibol-Hypersthenandesits von der westindischen Insel Monserrat. — Auch die zu Häupten dieses Capitels angeführten Arbeiten über andinische Andesite und solche der Vereinigten Staaten enthalten mehrfach Beschreibungen von Hyaloandesiten.

Alle Andesit- und Dacitarten finden sich an verschiedenen Orten der Erde durch allmählige Übergänge verbunden mit einer eigenthümlichen Ausbildungsform, in der sie des Charakters und Habitus von Gliedern der jüngeren Effusivreihe mehr oder weniger vollständig entbehren, und dafür ein sehr häufig mit dem Prädicat „grünsteinähnlich" bezeichnetes Aussehen annehmen. Diese Ausbildungsform, welche hier als die Propylit-Facies der Andesite bezeichnet werden soll, tritt besonders dort auf, wo die Andesite und ihre Nebengesteine Erzbringer sind, und ist daher stets mit der Erzführung in causalen Zusammenhang gebracht worden. Eine Divergenz der Ansichten besteht wesentlich insofern, als man die Propylitfacies als das Bedingende, die Erzführung als das Bedingte ansehen, oder das Umgekehrte für richtig halten, oder endlich beide Phänomene als gleichmässig und gleichzeitig bedingt durch eine und dieselbe Ursache auffassen kann.

Der Name Propylit wurde zuerst von Fr. von Richthofen (California Acad. of Sc. Memoirs. vol. I. part 2. San Francisco 1868 und Z. D. G. G. 1868. XIX. 668) gebraucht, und zunächst auf gewisse, früher von ihm als Grünsteintrachyte bezeichnete Gesteine Ungarns und Siebenbürgens, zu denen er auch den Timazit Breithaupt's rechnet, auf Vorkommnisse von Washoe, Silvermountain und Esmeralda am Ostabfall der Sierra Nevada, von den Provinzen Sonora und Sinalva und dem Hochlande Mexicos, vom Pic Demavend in Armenien u. s. w. angewandt. Als bestimmende Charaktere bezeichnet v. Richthofen für seine Propylite ihr dioritisches Aussehen, ihre porphyrartige Structur und ihre grünen Farben. Sie sind die ältesten tertiären Eruptivgesteine, eröffnen gewissermaassen die nach der langen Ruhe während der mesozoischen Epochen wieder erwachte vulkanische Thätigkeit der Erde während der Tertiärzeit (daher ihr Name), treten nicht in Lavaströmen, sondern als Massenausbrüche auf und bilden allenthalben die Grundlage jüngerer tertiärer Eruptivgesteine. Mineralogisch bestehen die Propylite im Wesentlichen aus einem für Oligoklas gehaltenen,

triklinen Feldspath von derbem Aussehen, aus gewöhnlich grüner fasriger, seltener aus schwarzer und glatt spaltender Hornblende und daneben aus titanhaltigem Magnetit, accessorisch Biotit (selten), Augit (häufig und an gewissen Localitäten zu einem wesentlichen Gemengtheil werdend) und Quarz (bald accessorisch, bald wesentlich). Danach gliedert von Richthofen seine Propylitgruppe in 1) Quarzpropylite, 2) Hornblendepropylite und 3) Augitpropylite. Zirkel, welcher 1876 seine mikroskopischen Studien an den propylitischen Gesteinen des 40. Parallels in den Vereinigten Staaten publicirte, erkannte die chemische und in vielen Punkten auch mineralogische Übereinstimmung der Quarzpropylite mit den Daciten, der Propylite mit den Amphibolandesiten, glaubte jedoch theils in dem Habitus, theils in der Natur der Einsprenglinge und der Grundmasse charakteristische Unterschiede der genannten Gesteine beobachtet zu haben, die eine selbständige Stellung der Propylite befürworteten. Angeregt durch Zirkel's Mittheilungen unternahm Doelter 1879 eine erneute Untersuchung der entsprechenden Gesteine Ungarns und Siebenbürgens und fand, dass allerdings gewisse Gesteine von Kis Banya, Meregyó und Nagy-Sebes ziemlich genau mit der Zirkel'schen Beschreibung der Propylite übereinstimmten, während andere und zahlreichere Vorkommnisse eine Zwischenstellung zwischen dem Propylit und dem Amphibolandesit einnähmen. In demselben Jahre sprach Verf. (L. J. 1879. 648) es aus, dass der Propylit als eine eventuell nur pathologische Varietät der quarzführenden, beziehungsweise quarzfreien Amphibol- und Augitandesite anzusehen sei. Diese Auffassung wurde in Washoe durch die eingehende Untersuchung von Geo. F. Becker geologisch und petrographisch als richtig dargethan und auch durch Hague und Iddings bestätigt, während die Ansichten hierüber bei den ungarisch-siebenbürgischen „Propyliten" anscheinend noch divergiren, wobei allerdings zu betonen ist, dass die Geologen dieses Landes (Szabó, Anton Koch) die geologische und petrographische Selbständigkeit des Propylits verneinen.

Die Eigenthümlichkeiten der propylitischen Facies, welche grossentheils bereits von Zirkel l. c. richtig erkannt und beschrieben wurden, und welche man an den Repräsentanten derselben aus der Gegend von Schemnitz, Kapnik, Kis-Banya u. a. O. in Ungarn und Siebenbürgen, aus dem Washoe-District in Nevada in ausgeprägtester Weise entwickelt findet, liegen z. Th. in der Natur der Einsprenglinge, z. Th. in derjenigen der Grundmasse.

Was die ersteren anbetrifft, so zeigen die Feldspathe nicht den Mikrotinhabitus der Effusivgesteine, sondern das derbe Aussehen etwa wie in den Dioritporphyriten und den Diabasporphyriten des Schiefergebirges. Ihr Glanz ist gering, ihre Spaltbarkeit oft wenig vollkommen; sie sind erfüllt mit Zersetzungsproducten, unter denen Calcit wohl an Ort und Stelle entstand, der sehr verbreitete Chlorit (er wurde meist für Hornblende gehalten) zugeführt und der ebenfalls verbreitete Epidot unter Wechselwirkung der aus Feldspath und der aus Biotit, Amphibol oder Pyroxen stammenden Lösungen gebildet wurde. Dabei pflegen die Glaseinschlüsse der Feldspathe vollständig verloren zu gehen. — Der Biotit und der Amphibol sind ebenfalls in höherem oder geringerem Grade zersetzt, die braune Farbe ist verloren gegangen, die grüne an ihre Stelle getreten; dann findet die Umbildung in Chlorit, Carbonate und Eisenerze mit oder ohne Quarzausscheidung statt und dabei verschwinden die dunklen Magnetit-Augit-Mäntel ebenfalls mehr oder weniger. Die Pyroxeneinsprenglinge (Hypersthen rascher als Augit) werden in Strahlstein (Uralit) und Epidot, und später ebenfalls zu Gemengen von Chlorit oder Serpentin, Carbonaten, Epidot und Erzen umgewandelt. Von Wichtigkeit ist es auf die ausserordentliche Häufigkeit von Pyrit (wohl auch von andern Schwefelverbindungen) in den umgewandelten Einsprenglingen hinzuweisen; dieser Umstand weist entschieden auf H_2S als wirkende Ursache und damit auf Solfataren und Thermen. — Die Grundmasse der Gesteine verliert in der propylitischen Facies durchaus den hyalopilitischen Charakter, wenn sie ihn im frischen und unveränderten Gestein besass, das Gesteinsglas verschwindet alsbald und löst sich in krystalline Aggregate auf, die wesentlich aus Quarz und Feldspath bestehen. Das Gefüge derselben ist stets allotriomorph-körnig. Dabei erfüllt sich die Grundmasse ebenfalls mit Neubildungen (Calcit, Chlorit, Epidot, Strahlstein und Pyrit), die hier offenbar denselben Ursprung haben, wie in den Einsprenglingen. Diese Vorgänge und die ihnen entsprechenden verschiedenen Stadien von dem normalen Biotit-, Amphibol- oder Pyroxenandesit, beziehungsweise Dacit bis zu dem sog. Propylit oder Quarzpropylit wurden offenbar nach den vorliegenden Beschreibungen von allen Petrographen, die propylitische Gesteine untersuchten, beobachtet, wenn auch nicht immer ganz richtig gedeutet.

Judd beschreibt diesen Vorgang der propylitischen Umwandlung mit grosser Deutlichkeit bei den Gesteinen der Western Isles

und wesentlich ebenso, wie hier geschehen. Auch er betont besonders die vollständige Verwischung der Grundmassestructuren, von der indessen hier oft kleine Spuren in perlitischen, fluidalen und sphärolithischen Phänomenen erhalten bleiben. Wenn er hier den Begriff propylitisch auch auf saure Gesteine (Quarzporphyre und Liparite) ausdehnt, für welche es nicht gebräuchlich ist, ihn anzuwenden, so kann ich ihm darin nicht folgen. So nahe verwandt die secundär krystalline Umwandlung der glasigen und mikrofelsitischen Grundmasse der Liparite und Quarzporphyre ist, wie sie auf S. 705 beschrieben wurde, so fehlt doch dort die charakteristische Pyritbildung. Dort hat man es mit einem Vorgang atmosphärischer Verwitterung, hier mit einem andersartigen zu thun. Seine Beschreibungen beziehen sich auf Hornblendeandesit (Beinn Talaidh in Mull), auf Biotitandesit, auf Biotit-Amphibol-Andesite und vitrophyrische Augitandesite in Mull und Eigg, welche den Habitus der Labradorporphyrite, beziehungsweise des porfido rosso antico angenommen haben. Die Einzelheiten eines solchen Vorgangs hat zuerst Joh. Petersen mikroskopisch und chemisch an den Bronzitporphyriten der Cheviot Hills genau beschrieben. Die von Judd beschriebenen Vorkommnisse wurden früher vielfach für geologisch weit älter gehalten, ebenso wie der Pechstein von Arran.

Dieser propylitische Habitus kehrt mit allen Einzelheiten an den Andesiten der Gegend von Smyrna, an denen von Hokkaido in Japan (nach Jimbo), am Cabo de Gata (nach Osann) und von San Cristobal unfern Santiago in Chile (nach Möricke) wieder. Interessant ist in der Arbeit des letztgenannten Autors der Nachweis, dass die oberflächlich normalen Andesite nach unten hin propylitisch werden und, in der Tiefe angeschnitten, den Charakter der Andendiorite Stelzner's (S. 243) tragen.

Sucht man nach analogen Processen in der Gesteinswelt, so stehen der propylitischen Umwandlung von Andesiten die epidioritischen Facies der Diabase wohl am nächsten, wenn man von der hier porphyrischen, dort körnigen Structur absieht. Wenn nun aber bei der epidioritischen Umwandlung der Diabase und ähnlichen Vorgängen innerhalb des Bereichs der Tiefengesteine oft sichere Beweise für den Gebirgsdruck als Ursache der Umbildung sprechen, wobei dieser vielleicht nur durch die innere Zertrümmerung der Gesteine sie für die intensive Einwirkung von Lösungen zugänglich machte, so fehlen bei der propylitischen Facies der Andesite Anzeichen für eine solche Zerquetschung durchaus, oder sind doch

jedenfalls nicht mit hinreichender Klarheit zu erkennen. Dennoch spricht auch hier die oft beobachtete Durchtrümung der Gesteine mit kleinen und kleinsten Erzadern dafür, dass dieselben von Spalten durchsetzt wurden, auf denen die Emanationen und Gewässer der Tiefe circulirten und Erze absetzten, während sie gleichzeitig in intensiver Weise den ursprünglichen Bestand und die normale Structur der Gesteine von den Spalten aus vordringend veränderten. Die Propylitbildung ist ein Vorgang solfatarischer und thermaler Umwandlung. — Es ist nicht zu bestreiten, dass auch die gewöhnliche atmosphärische Verwitterung ähnliche Facies hervorbringen könnte, doch vermöchte diese schwerlich die Erzführung zu erklären, und es wäre nicht zu verstehen, warum nicht allenthalben die Andesite propylitische Facies annehmen sollten.

Über die Einwirkung von Andesiten des niederrheinischen Eruptivgebiets auf Einschlüsse von krystallinen Schiefern und Contactgebilden findet man ziemlich übereinstimmende Mittheilungen in den citirten Arbeiten von Dannenberg und K. Vogelsang.

Die Tuffe der Dacite und Andesite

sind bisher nur in geringer Ausdehnung untersucht worden. So beschrieb Ant. Koch Tuffe, welche die Amphibolandesite der Donau-Trachytgruppe am rechten Ufer dieses Flusses bei Visegrad begleiten, Behrens solche von Java, Hatch etwas eingehender solche vom Yurac bei Arequipa, welche aus Fragmenten von Feldspath, Gesteinsglas und Bimsstein bestehen, die durch Chalcedon verkittet werden, und Wichmann solche von dem Viti-Archipel.

Über einen durch Basalt veränderten Tuff des Hypersthenandesits von Hornitos Cone im Eureka-District, Nevada, berichtet Iddings l. c. S. 385.

Wichtig für die Deutung der Tuffporphyroide des Lennegebiets sind die Beschreibungen eines Dacittuffs mit grossen Kugeln von Kérö bei Szamos Ujvár in Siebenbürgen durch Berwerth (Annal. d. k. k. naturhist. Hofmuseums. Wien 1895. X. 78). Die grossen (20—25 cm) Kugeln desselben bestehen ebenso wie der Tuff selbst aus Krystallen und Bruchstücken von Plagioklas, Quarz, Biotit und Hornblende in einer Grundmasse von Chlorit, Kalk,

secundärem Quarz, Chalcedon, Opal und Eisenhydroxyden. Der Calcit ist vorwiegend in kugligen und linsenförmigen Körnern entwickelt, um welche sich die grünen Chloritmassen legen, wodurch eine zellige, an Pflanzengewebe erinnernde Structur entsteht. Diesem Gewebe ist Opal reichlich in unregelmässig begrenzten Feldern beigemengt. Den auffälligsten Bestandtheil der Tuffmasse bilden jedoch concavbogenförmig begrenzte Körper, wie sie in den Tuffporphyroiden beschrieben und als Aschenstructur Taf. III Fig. 3 und 4 abgebildet sind. Berwerth deutete jedoch diese Gebilde wegen des concentrischen und nach innen gerichteten Wachsthums des Ausfüllungsmaterials derselben (sie bestehen randlich aus Quarz und Chalcedon und central aus Calcit) als Mandeln. „Da Mandeln Abgüsse von Hohlräumen sind, so wird bei den Mandeln mit eingestülpten Concavflächen vorauszusetzen sein, dass deren Ausscheidung in Hohlräumen zwischen kuglig geformten Körpern geschah. — Im vorliegenden Tuffe sind es Körner und Linsen von Calcit, an denen die Mandeln als jüngste Bildung ihre concavbogige Formung erhielten.“ Mügge, der dasselbe Vorkommniss studirte (L. J. 1896. I. 79), verwirft diese Erklärung und hält auch hier daran fest, dass sie, was zuerst von mir in der 2. Aufl. d. B. angegeben wurde, ursprüngliche Aschentheilchen seien. Die grossen Kugeln von Kérö erklärt Mügge ebenso wie Berwerth als Concretionen, welche durch eine von einem Punkt ausgehende und allseitig radial fortschreitende Kalkausscheidung entstanden.

III. B. 3. Familie der Porphyrite.

Literatur.

Frank D. Adams, Notes on the microscopic structure of some rocks of the Quebec group. Appendix to the Annual Report of the Canadian geol. Survey for 1882.

Allport, On the diorites of the Warwickshire coalfield. Q. J. G. S. 1879. XXXV. No. 139. 637—642.

E. Artini, Studii petrografici su alcune rocce del Veneto. Giorn. di min., cristallogr. e petrogr. 1890. I. fasc. 2.

— Sopra alcune rocce dei dintorni del Lago d'Orta. Rendic. Istit. lombardo. (2.) XXV. fasc. 14. Milano 1892.

R. Beck und J. Hazard, Erläuterungen zu Section Dresden der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1893.

Geo. F. Becker, The geology of the Comstock Lode and the Washoe District. Washington 1882.

J. Bergeron, Note sur les roches éruptives de la Montagne Noire. Bull. Soc. géol. Fr. 1888. (3.) XVII. 54.

— Etude géologique du massif ancien situé au sud du plateau central. Paris 1889.

F. Beyschlag, Geognostische Skizze der Umgegend von Crock im Thüringer Wald. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. LV. Halle a. S. 1882.

Raf. Breñosa, Las porfiritas y microdioritas de San Ildefonso y sus contornos. Anal. Soc. Esp. de hist. nat. 1884. XIII.

W. Bruhns, Der Porphyritzug von Wilsdruff-Potschappel. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 736.

H. Bücking, Quarzporphyrit von der Kernbachswand, in: H. Spranck, Der Wollenberg bei Wetter und dessen Umgebung. Marburg 1878.

— Mittheilungen über die Eruptivgesteine der Section Schmalkalden. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1887. 119. Berlin 1888.

L. Busatti, Contribuzioni chimico-mineralogiche e petrografiche. Soc. tosc. Sc. nat. Pisa. Memorie. XIII.

Camusat, Note sur une porphyrite à pyroxène. Bull. Soc. géol. Fr. 1889. (3.) XVIII. 165.

Al. Cathrein, Beiträge zur Petrographie Tirols. L. J. 1887. I. 157.

— Über Uralitporphyrit von Pergine. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1887. 215.

C. Chelius, Erläuterungen zu Blatt Messel und Blatt Rossdorf der geolog. Karte des Grossh. Hessen. Darmstadt 1886.

G. A. J. Cole, The igneous rocks of Stanner. Geol. Mag. May 1886. (3.) III. No. 263. 219.

— The rocks of the volcano of Rhobell Fawr. Geol. Mag. 1893. (3.) X. 337.

G. R. Credner und E. Dathe, Erläuterungen zu Section Leisnig der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1879.

Ch. W. Cross, Petrography of the Leadville Region. Monograph XII. U. S. geol. Survey. Washington 1887.

K. Dalmer, Erläuterungen zu Sectionen Schneeberg und Planitz-Ebersbrunn der geolog. Specialkarte von Sachsen. Leipzig 1885.

K. Dalmer und R. Beck, Erläuterungen zu Section Wilsdruff-Potschappel der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1894.

E. Dathe, Erläuterungen zur geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Section Döbeln. Leipzig 1879.

A. Delesse, Recherches sur le porphyre rouge antique et sur la syénite rose de l'Egypte. Bull. soc. géol. Fr. (2.) VII. 484 et 524. 1850.

Corn, Doelter, Über die mineralogische Zusammensetzung der Melaphyre und Augitporphyre Süd-Tirols. T. M. M. 1876. 289—308.

— Porphyrit von Lienz. T. M. M. 1874. 89.

J. Durham, On the volcanic rocks of the North-East of Fife, with Appendix by J. W. Judd. Q. J. G. S. 1886. XLII. No. 167. 418—434.

E. Elich, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Atacatzo bis zum Illiniza. Berlin 1892.

H. von Foullon, Über Eruptivgesteine von Recoaro. T. M. P. M. 1880. II. 449—488.

— Über die Eruptivgesteine Montenegros. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 102.

J. Geikie, Geology and petrology of St. Abb's Head. Transact. Roy. Soc. Edinburgh 1887. 177.

D. Gerhard, Geognostisch-petrographische Mittheilungen aus dem Gebweiler Thal. III. Gebweiler 1880.

H. Grebe, Erläuterungen zu Blatt Wahlen, Wadern und Lebach der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1889.

H. Grebe und A. Leppla, Erläuterungen zu Blatt Birkenfeld der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1894.

H. Grebe, A. Leppla und F. Rolle, Erläuterungen zu den Blättern Nohfelden, Freisen, Birkenfeld, St. Wendel und Ottweiler der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1894.

C. W. Gümbel, Die Pflanzenreste-führenden Schichten von Recoaro. Sitz.-Ber. München. Akad. Wiss. 1879.

— Das Gebirge von Lugano. S. M. A. 1880. IV. 569—596. (Geognost. Mittheil. aus den Alpen. VII.)

T. Harada, Das Luganer Eruptivgebiet. L. J. B.-B. 1882. II. 1—48.

— Die japanischen Inseln. I. Berlin 1890.

A. Harker, The Bala volcanic series of Caernarvonshire and associated rocks. Cambridge 1889. (L. J. 1890. II. -261-.)

— Petrological notes on rocks from the Cross Fell Inlier. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 512.

A. Harker and J. E. Marr, On the Shap granite and the associated igneous and metamorphic rocks. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 266.

J. Hazard, Erläuterungen zu Sectionen Lausigk, Moritzburg-Klotzsche, Löbau-Reichenbach und Rumburg-Seifhennersdorf der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1887—1895.

A. Heim, Die Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Mit einem Anhang von petrographischen Beiträgen von C. Schmidt. Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. Lieferung 25. Bern 1891.

O. Herrmann, Erläuterungen zu Section Pulsnitz und Radeburg der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1890.

O. Herrmann, Das Kulmgebiet von Lenzkirch im Schwarzwald. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. B. 1892. VII. 1.

R. Herz, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Pululagua bis Guaguapichincha. Berlin 1892.

B. Hobson, On the basalts and andesites of Devonshire, known as „felspathic traps". Q. J. G. S. 1892. XLVIII. 496.

— On Irish augitite. Geol. Mag. (3.) IX. 1892. 348.

A. Högbom, Om postarkäiska eruptiver inom det svensk-finska urbergets. G. F. i Stockholm Förhdl. 1893. XV. 209.

A. W. Howitt, Notes on the diabase rocks of the Buchan District. Trans. Roy. Soc. Victoria. Melbourne 1881.

— The rocks of Noyang. Trans. Roy. Soc. Victoria. 1883.

— Supplementary notes on the Diabase rocks of the Buchan district. Roy. Soc. Victoria. Oct. 1884.

— Notes on the rocks between Limestone River and Mount Leinster. Rep. and Stat. of the Mining Dep. for the quarter ended 30th Sept. 1890. Victoria. Melbourne 1890. p. 31.

W. Maynard Hutchings, Petrological notes on some Lake District rocks. Geol. Mag. 1891. (3.) VIII. 536.

— Notes on the ash-slates and other rocks of the Lake District. Ibid. 1892. (3.) IX. 145 u. 218.

Hyades, Géologie du Cap Horn. Paris 1887.

J. P. Iddings, The eruptive rocks of Electric Peak and Sepulchre Mountain, Yellowstone National Park. 12th Annual Rep. U. S. geol. Survey. Washington 1892.

C. von John, Über ältere Eruptivgesteine Persiens. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 111 und Verhdl. k. k. geol. R. 1884. No. 3. 35.

— Über die von H. Dr. Wähner aus Persien mitgebrachten Eruptivgesteine. Jahrb. k. k. geol. R. 1885. XXXV. 37—46.

— Noritporphyrit (Enstatitporphyrit) aus den Gebieten Spizza und Pastrovicchio in Süddalmatien. Verhdl. k. k. geol. R. 1894. 133.

Ad. Klautzsch, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Rio Hatuncama bis zur Cordillera de Llangagua. Berlin 1893.

G. Klemm, Erläuterungen zu Sectionen Stolpe, Pillnitz, Königswartha-Wittichenau und Neustadt-Hohwald der geolog. Specialkarte von Sachsen.

F. Klockmann, Der geologische Aufbau des sog. Magdeburges Uferrandes mit besonderer Berücksichtigung der auftretenden Eruptivgesteine. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1890. Berlin 1892. 118.

J. H. Kloos, Mikroskopische Beschreibung der von Prof. Martin mitgebrachten Gesteine aus Westindien. Sammlungen des geolog. Reichsmuseums. (2.) I. 14. Leiden 1887.

Bundijro Koto, On some japanese rocks. Q. J. G. S. 1884. XL. No. 159. 431—457.
Alex. Lagorio, Vergleichend petrographische Studien über die massigen Gesteine der Krym. Dorpat 1880.
A. de Lapparent, Note sur les roches éruptives de l'île de Jersey. Ann. Soc. scient. Bruxelles 1892. XVI. 2. partie.
C. Lapworth and W. W. Watts, The geology of South Shropshire. London 1894.
A. von Lasaulx, Über sogenannte Hemithrène und einige andere Gesteine aus dem Gneiss-Granitplateau des Departements Puy-de-Dôme. L. J. 1872. 230—261.
— Über die Eruptivgesteine des Vicentinischen. Z. D. G. G. 1873. XXV. 286—339.
L. de Launay, Note sur les porphyrites de l'Allier. Bull. Soc. géol. Fr. 1887. (3.) XVI. 84.
A. Leppla, Die oberpermischen eruptiven Ergussgesteine im SO.-Flügel des pfälzischen Sattels. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1893. 134.
— Erläuterungen zu Blatt St. Wendel und Ottweiler der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1894.
— Der Remigiusberg bei Cusel. L. J. 1882. II. 101.
— Über die Lagerungsform des Remigiusberger Eruptivgesteins. L. J. 1893. I. 134.
R. Lepsius, Das westliche Süd-Tyrol. Berlin 1878.
Th. Liebisch, Die in Form von Diluvialgeschieben in Schlesien vorkommenden massigen nordischen Gesteine. Breslau 1874.
W. Lindgren, Petrographical notes from Baja California, Mexico. Proceed. Cal. Acad. Sc. 1889. (2.) II.
— A Sodalite-Syenite and other rocks from Montana, with analyses by W. H. Melville. Amer. Journ. 1893. XV. 286.
H. Loretz, Mittheilung über einige Eruptivgesteine im südöstlichen Thüringer Walde. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1888. 284.
— Erläuterungen zu Blatt Gräfenthal und Königsee der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1892.
— Bemerkungen über den Paramelaphyr. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1892. 129. Berlin 1893.
K. A. Lossen, Über die Gliederung des sogenannten Eruptiv-Grenzlagers im Ober-Rothliegenden zwischen Kirn und St. Wendel. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1883. Berlin 1884.
— Sogenannter Orthoklasporphyr vom Juhhe auf der Spitze des Lembergs an der Nahe. Z. D. G. G. 1884. XXXV. 211.
— Hypersthen-Quarzporphyrit aus dem Harz. Z. D. G. G. 1888. XL. 200.
— Die Eruptivgesteine auf Blatt Lebach, Wadern und Wahlen, in den Erläuterungen zu Blatt Lebach, Wadern und Wahlen der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1889.
— Vergleichende Studien über die Gesteine des Spiemonts und des Bosenbergs bei St. Wendel und verwandte benachbarte Eruptivtypen aus der Zeit des Rothliegenden. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1889. 258. Berlin 1890.
J. Macpherson, Estudio geologico y petrografico del Norte de la provincia de Sevilla. Madrid 1879.
A. Michel-Lévy, Note sur les porphyrites micacées du Morvan. Bull. soc. géol. Fr. 1881. (3.) VII. No. 11.

A. Michel-Lévy, Sur un gisement français de mélaphyre à enstatite. C. R. 18 mars 1889.

L. Milch, Beiträge zur Kenntniss des Verrucano. Leipzig 1892.

— Petrographische Untersuchung einiger ostalpinen Gesteine in: Fr. Frech, Die karnischen Alpen. Halle a. S. 1892.

G. A. F. Molengraaff, Beitrag zur Geologie der Umgegend der Goldfelder auf dem Hoogeveld in der südafrikanischen Republik. L. J. B.-B. IX. 1894. 174.

Jul. Niedzwiedzki, Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des westlichen Balkan. S. W. A. 1879. LXXIX. März.

O. Nordenskjöld, Über basische Ergussgesteine aus dem Elfdalener Porphyrgebiet. Bull. Geol. Institute of Upsala. 1893. I. No. 2.

A. Osann, Beitrag zur Kenntniss der Labradorporphyre der Vogesen. Abhandl. zur geol. Specialkarte von Elsass-Lothringen. III. 2. Strassburg 1887.

A. Pelikan, Petrographische Untersuchung einiger Eruptivgesteine aus den Kaukasus-Ländern. Aus: Beiträge zur Palaeont. u. Geol. Österreich-Ungarns u. des Orients, begründet von E. v. Mojsisovics u. M. Neumayr. IX. 81. Wien 1894.

S. L. Penfield, Mineralogical notes. I. Zunyite from Red Mountain, Ouray Co., Col. Amer. Journ. 1893. XLV. 397.

Joh. Petersen, Mikroskopische und chemische Untersuchungen am Enstatitporphyrit aus den Cheviot-Hills. Inaug.-Diss. Kiel 1884.

Petiton, Sur les roches éruptives de la Cochinchine française. Bull. soc. min. Fr. 1882. V. No. 5. 131.

J. W. Retgers, Mikroskopisch onderzoek eener verzameling gesteenten uit de afdeeling Martapoera, zuider- en ooster afdeeling van Borneo. Jaarb. Mijnw. Oost-Indië. 1891. XX.

— Mikroskopisch Beschrijving van gesteenten afkomstig van de Oostkust van Borneo verzameld door den Mijningenieur J. A. Hooze. Jaarb. Mijnw. in Neederl. Oost-Indië. 1895.

H. Reusch, Bommelöen och Karmöen geologisk beskreven. Kristiania 1888.

C. Riva, Sopra alcune rocce della Val Sabbia. Rend. del R. Istituto Lombardo. (2.) XXVI. Fasc. XI—XII. Milano 1893.

G. Rose, Bemerkungen über die Melaphyr genannten Gesteine von Ilfeld am Harze. Z. D. G. G. 1859. XI. 280—309.

A. Rosiwal, Zur Kenntniss der krystallinischen Gesteine des centralen Balkan. Denkschr. W. A. W. 1890. LVII. 265.

— Petrographische Notizen über Eruptivgesteine aus dem Tejřovicer Cambrium. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1894. 210.

— Petrographische Notizen. I. Enstatitporphyrit und Porphyrittuffe aus den Karnischen Alpen (Val di S. Pietro). Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1895. 436.

J. Roth, Beiträge zur Petrographie von Korea. S. B. A. 1886. XXVI. 1—7.

A. Rothpletz, Erläuterungen zur geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen, Section Frohburg. Leipzig 1878.

P. de Rouville et A. Delage, Pétrographie de l'Hérault. — Les porphyrites de Gabian. Bull. soc. géol. Fr. 1888. (3.) XVII. 197.

Fr. Rutley, On brecciated porfido-rosso-antico. Q. J. G. S. 1885. XLI. 157—161.

A. Sauer, Erläuterungen zu Section Meissen der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1889.

F. Schalch, Erläuterungen zu Section Dipoldiswalde-Frauenstein der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1887.

E. E. Schmid, Die quarzfreien Porphyre des centralen Thüringer Waldgebirges und ihre Begleiter. Jena 1880.

M. Schuster, Mikroskopische Beobachtungen an californischen Gesteinen. L. J. B.-B. V. 1887. 451.

R. Schwerdt, Untersuchungen über Gesteine der chinesischen Provinzen Schantung und Liautung. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 198—233.

Seunes et Beaugey, Roches éruptives récentes des Pyrénées occidentales. C. R. 1889. CIX. 509. (L. J. 1891. I. 265.)

Th. Siegert, Erläuterungen zu Blatt Kötzschenbroda, Hirschstein und Löbau-Herrnhut der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1892. 1894.

P. Siepert, Petrographische Untersuchung an alten Ergussgesteinen. (Petrogr. Unters. argentinischer Gesteine, ausgeführt im mineral.-petrogr. Inst. d. Univ. Berlin.) L. J. 1894. B.-B. IX. 393.

Alfr. Stelzner, Petrographische Bemerkungen über Gesteine des Altaï. Aus Cotta's Altaï etc. Leipzig 1871.

Aug. Streng, Bemerkungen über die krystallinischen Gesteine des Saar-Nahe-Gebietes. L. J. 1872. 261—280.

— Mikroskopische Untersuchung einiger Porphyrite und verwandter Gesteine aus dem Nahe-Gebiete. L. J. 1873. 225 u. 241 sqq.

— Mikroskopische Untersuchung der Porphyrite von Ilfeld. L. J. 1875. 785—811.

J. v. Szadeczky, Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des siebenbürgischen Erzgebirges. F. K. 1892. XXII. 323.

E. B. Tawney, Woodwardian laboratory notes. North Wales rocks. Geol. Mag. 1880. (2.) VII. No. 191 u. 196. 207—215 u. 452—458.

J. J. Harris Teall, On the Cheviot Andesites and Porphyrites. Geol. Mag. 1883. (2.) X. No. 225, 226 u. 228.

— On hypersthene andesite. Ibid. 1883. No. 230.

Termier, Note sur trois roches éruptives interstratifiées dans le terrain houiller du Gard. Bull. soc. géol. Fr. 1888. (3.) XVI. 617.

Fr. Toula, Zur Kenntniss der krystallinischen Gesteine des centralen Balkan. L. J. 1890. I. 265.

— Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan. L. J. 1890. I. 273.

St. Traverso, Note sulla geologia e sui giacimenti argentiferi del Sarrabus (Sardegna). Torino 1890.

Gust. Tschermak, Quarzführende Plagioklas-Gesteine. S. W. A. LV. Febr. 1867.

H. W. Turner, The rocks of the Sierra Nevada, U. S. Geol. Survey. 14. Annual Report. 441. Washington 1894.

H. Vater, Erläuterungen zu Section Grossenhain-Priestewitz der geolog. Specialkarte von Sachsen. 1890.

Ch. Vélain, Note géologique sur la Sibérie orientale d'après les observations faites par M. Martin dans son voyage d'exploration du lac Baikal, du bassin du fleuve Amour et du lac Khanka. Bull. soc. géol. Fr. 1886. (3.) XIV. 132—166.

— Sur le permien des Vosges. Bull. soc. géol. Fr. 1885. (3.) XIII. 550.

— Le carbonifère dans la région des Vosges. Bull. soc. géol. Fr. 1887. (3.) XV. 703.

R. D. M. Verbeek, Topographische en geologische Beschrijving van een gedeelte van Sumatra's Westkut. Batavia 1883.

J. Clifton Ward, On the comparative rock-structure of some ancient and modern volcanic rocks. Q. J. G. S. 1875. XXXI. No. 123. 388—422.
W. W. Watts, On the igneous and associated rocks of the Breidden Hills in East Montgommery and West Shropshire. Q. J. G. S. 1885. XLI. No. 164. 532—546.
E. Weber, Erläuterungen zu Section Radeberg der geolog. Specialkarte von Sachsen. Leipzig 1890.
A. Wichmann, Über Gesteine von Labrador. Z. D. G. G. 1884. XXXVI. 485.
— Gesteine von Timor. Leiden 1882.
F. J. Wiik, Mineralogiska och petrografiska meddelanden. 1875. L. J. 1876. 203—210.
Fr. M. Wolff, Untersuchungen an Melaphyren aus der Gegend von Klein-Schmalkalden. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. Halle a. S. 1878. 61.
J. M. Zujovics, Les roches des Cordillères. Paris 1884.

Unter dem Sammelnamen Porphyrite sollen hier alle diejenigen palaeovulkanischen Ergussgesteine zusammengefasst werden, welche sich durch ihren chemischen und mineralogischen Bestand als die Effusivformen dioritischer Magmen und als die Vorläufer der Dacite und Andesite in der neovulkanischen Gesteinsreihe erweisen. Dieselben enthalten danach als intratellurischen wesentlichen Gemengtheil einen Kalknatronfeldspath und neben diesem ein oder mehrere Mineralien der Biotit-, der Amphibol- und der Pyroxenfamilie des rhombischen und des monoklinen Krystallsystems. — Unter Berücksichtigung dieser Einsprenglinge zum Zweck der Gliederung der Porphyrite wird man Glimmerporphyrite, Hornblendeporphyrite oder Porphyrite schlechthin, Enstatitporphyrite, wobei Enstatit Sammelname für alle rhombischen Pyroxene ist, und Augitporphyrite nebst denselben Übergangsformen, wie bei den Andesiten unterscheiden. Von den beiden ersten Gruppen kennt man normale Glieder mit intratellurischen Quarzeinsprenglingen, die Quarzglimmer- und Quarzhornblendeporphyrite oder Quarzporphyrite schlechthin, welche also einem Theile der Dacite entsprechen. Dagegen sind Pyroxenporphyrite mit Quarzeinsprenglingen nur sehr spärlich bekannt, wie sie ja auch nur einen kleinen Theil des Dacitbestandes bilden und werden daher gebräuchlicherweise nicht abgeschieden.

Es war früher nicht gebräuchlich, auch die hornblende- und biotitfreien palaeovulkanischen Ergussgesteine mit herrschenden Kalknatronfeldspathen zu den Porphyriten zu zählen; man rechnete sie den Melaphyren, d. h. Effusivformen der Gabbromagmen zu. Man liess sich dabei von ihrem Mineralbestande leiten und übersah

ihre chemische Natur. Dass man hierin irrte, beweisen für die Enstatitporphyrite schlagend die schönen Beobachtungen Teller's und John's an den Klausener Glimmerdioriten (S. 231), in deren porphyrischer Randfacies der Biotit vollständig durch rhombische Pyroxene oder durch Gemenge dieser mit Augit ersetzt wird. — Es ist eines der vielen Verdienste Lossen's um die petrographische Systematik, dargethan zu haben, dass viele von mir ursprünglich zu den effusiven Aequivalenten der Gabbrogesteine gestellten Augitporphyrite, besonders in der obercarbonischen Eruptivformation des Nahe-Gebietes, chemisch wie auch nach ihrem geologischen Verbande den dioritischen Magmen angehören. In der 2. Auflage dieses Buches war das in Anerkennung der überzeugenden Gründe, welche Lossen im Briefwechsel mit mir nicht müde wurde zu wiederholen, wohl anerkannt und ausgesprochen, aber nicht systematisch durchgeführt. Wenn nun hier auch die letzte Consequenz aus dieser Discussion gezogen worden ist, so drängt es mich, den zu früh geschiedenen Freund, dem ich so viel Anregung und Belehrung verdanke, als den Sieger in der langen Controverse über diesen Gegenstand auch öffentlich anzuerkennen.

Mineralogische Zusammensetzung der Porphyrite.

Die porphyritischen Gesteine in der hier gegebenen Abgrenzung des Begriffs enthalten ausser den bestimmenden Gemengtheilen (Kalknatronfeldspath mit Biotit, Amphibol, rhombischen oder monoklinen Pyroxen allgemein geringe Mengen von Eisenerzen (Magnetit oder Ilmenit) und Apatit, sowie vereinzelte Zirkone. Der Quarz ist auf einzelne Abtheilungen dieser Gesteine beschränkt. Orthoklas kommt in gewissen Gruppen reichlich, aber ganz vorwiegend in der Grundmasse, in andern spärlich oder gar nicht vor. An accessorischen Gemengtheilen ist neben häufigem Pyrit etwa Titanit und Granat als gelegentlich in den Glimmer- und Hornblendeporphyriten vorkommend zu erwähnen. Verwitterungs- und Umwandlungsprocessen verdanken Calcit, Chlorit, Limonit, Kaolin, Muscovit, Rutil, Zoisit, Epidot u. a. ihre Entstehung.

Der Gegensatz von Grundmasse und Einsprenglingen ist bei den porphyritischen Gesteinen derselbe wie bei den porphyrischen; auch die gleichen Schwankungen in den relativen Mengenverhältnissen von Grundmasse und Einsprenglingen kehren hier wieder.

Als Einsprenglinge, die schon dem unbewaffneten Auge erkennbar sind, treten Feldspathe, Biotit, Amphibol und Pyroxene auf, unter den accessorischen Gemengtheilen gelegentlich Titanit oder Granat, in den sauersten Abarten auch Quarz.

Unter den Feldspatheinsprenglingen herrschen oder vielmehr sind fast immer ausschliesslich Kalknatronfeldspäthe vorhanden. Der Habitus derselben, wenn unzersetzt, ist meistens mikrotinartig im frischen, mehr oder weniger derbe im unfrischen Gestein. Mit Sicherheit nachgewiesen sind unter den Einsprenglingen der Porphyrite alle Mischungsverhältnisse von den normalen Oligoklasen bis herab zu den basischesten Gliedern der Bytownitreihe. Die Form derselben ist in manchen Gesteinen tafelartig nach M mit schmalem P, T, l, y; in andern Gesteinen, aber anscheinend seltener, sind die Einsprenglinge prismatisch nach a, die Flächen P und M im Gleichgewicht, alle andern Flächen stark zurücktretend. — Die Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ist allgemein verbreitet; ebenso ist die Verwachsung nach dem Karlsbader Gesetz allgemein nachweisbar, meistens in der Form der Juxtaposition mit M als Verwachsungsfläche, seltener als Penetration ausgebildet. — Zwillingsbau nach dem Periklingesetz tritt oft, aber nicht allgemein, zum Albitgesetz hinzu. Auch eine dem Bavenoer Gesetz analoge und andere Zwillingsbildungen kommen gelegentlich vor. — Überaus verbreitet ist ein concentrischer Schalenbau bei den Plagioklaseinsprenglingen aller Abarten der Porphyrite. Die Thatsache, dass dann die Verwitterung vom Centrum nach aussen fortschreitet, so dass randliche Zonen von wechselnder Breite vollkommen wasserhell sind, während im Innern vollständige Trübung durch Kaolinbildung herrscht, die Angreifbarkeit der centralen Theile durch heisse Salzsäure, während die peripherischen durch dieses Reagens nicht angegriffen werden, sowie die von innen nach aussen sich ändernde Lage der Auslöschungsrichtungen lassen diese Zonarstructur als isomorphe Schichtung deuten. Die Schalen werden nach aussen saurer, ganz wie in der bei den Andesiten (S. 864) erörterten Weise. Vielleicht steht hiermit auch im Zusammenhang die oft centrale Anhäufung von Epidot, Zoisit und Aktinolith in den Plagioklaseinsprenglingen der Porphyrite des Schiefergebirges*.

---

* Einen regellosen Wechsel saurer und basischer Zonen giebt Schwerdt von den Einsprenglingen eines Hornblendeporphyrits zwischen Tschifu und Aishantang in China an.

Die Plagioklase älterer Generation umschliessen gelegentlich diejenigen Gemengtheile, welche vor ihnen zur Ausscheidung gelangten. Sie enthalten in den zweifellos effusiven Massen des ungestörten Gebirges nicht allzuselten Glaseinschlüsse; dagegen fehlen diese, wenigstens im unveränderten Zustande, anscheinend den Porphyriten des gestörten Gebirges. Hier treten dagegen gelegentlich Flüssigkeitseinschlüsse auf. — Die normale Verwitterung führt zur Kaolinbildung unter gleichzeitiger Ausscheidung von Carbonaten, oft auch unter Infiltration von Limonit oder Chlorit, die dann gern den Spaltdurchgängen folgen. Im gefalteten Gebirge findet sich, wie es scheint, mit Vorliebe die Umwandlung zu Epidot, Zoisit und Strahlstein, welche z. Th. jedenfalls unter stofflicher Mitwirkung der übrigen Gemengtheile stattfand. — Zerbrechungen durch die Flussbewegung im erumpirenden Magma sind sehr häufig; mechanische Deformation durch gebirgsbildende Processe mit randlicher Kataklase, undulöser Auslöschung u. s. w. findet sich nur im gefalteten Gebirge*.

In der Grundmasse ist der Plagioklas von dem Orthoklas nicht immer mit Sicherheit zu unterscheiden. Man zählt, wo eine sichere Bestimmung fehlt, dem ersteren gern die lang leistenförmigen und gestreiften, dem letzteren die kurzrectangulären ungestreiften Individuen zu. Ist das richtig, dann giebt es in nicht geringer Menge Porphyrite, deren Grundmasse plagioklasfrei ist, neben solchen, in denen beide Feldspathe auftreten und solchen, die keinen Orthoklas enthalten. Polysynthetischer Bau ist nur selten, einfache Zwillingsbildung häufiger an den Plagioklasen der Grundmassen zu beobachten.

Als Einsprengling findet sich der Quarz in den porphyritischen Gesteinen nicht gerade sehr verbreitet. Während unter den palaeovulkanischen Effusivgesteinen mit Alkalifeldspathen die quarzhaltigen Glieder entschieden häufiger auftreten, als die quarzfreien, kehrt sich dieses Verhältniss bei den analogen Gesteinen mit Kalknatronfeldspathen dem Anschein nach um. Überdies ist, wenigstens in einer gewissen Reihe von Porphyriten, die Scheidung der quarz-

* Camuset beschreibt einen Glimmer-Augit-Porphyrit von Brandon (Saône-et-Loire), unter dessen Einsprenglingen eine Pseudomorphose von Orthoklas und Plagioklas nach einem Mineral vorkommt, dessen Durchschnitte an Leucit erinnern. Dass Feldspathe sich zu sphäroidischen, in ihrer Form an Leucit erinnernde Massen gruppiren, beobachtete schon Vogelsang in Vesuvlaven. Sollte vielleicht Ähnliches hier vorliegen?

haltigen und quarzfreien Glieder keine so strenge, wie bei den Porphyren. Man kann es als Regel aufstellen, dass die Porphyrite, in deren Grundmasse kurzrectangulärer Feldspath herrscht, gern Quarzeinsprenglinge führen, während diejenigen mit leistenförmigem Grundmassefeldspath ihn nur selten enthalten. Wo der Quarz unter den Ausscheidungen älterer Generation vorkommt, hat er durchaus dieselben Eigenschaften, wie in den Quarzporphyren. — In der Grundmasse ist der Quarz bei holokrystalliner Ausbildung derselben nicht selten und auch hier offenbar am häufigsten, wenn der Feldspath kurzrectanguläre Durchschnitte zeigt. Vertheilung und Eigenschaften sind auch hier genau dieselben, wie bei den Quarzporphyren.

Der Biotit erscheint in dünneren oder dickeren hexagonalen, selten verzwillingten Tafeln (Thüringen), welche im frischen Zustande ausnahmslos braun sind. Derselbe scheint fast durchweg zum Meroxen zu gehören; doch erwies er sich als Anomit in einem Glimmerporphyrite von Allzunah im Reg.-Bez. Erfurt. Die Axenebene lag parallel zu den Spalten der Druckfigur, welche senkrecht auf der Begrenzung der Blättchen standen. Diese Druckfiguren kommen nicht allzuselten in thüringischen Glimmerporphyriten vor; auf den Spalten ist dann gern Eisenerz abgeschieden. Verbiegungen der Blättchen sind sehr häufig; randliche Corrosionen besonders in den normalen Deckenporphyriten verbreitet. In diesen sind die Biotite auch nicht eben selten von einem Kranze dunkler Körner umsäumt, ganz wie in den Andesiten und Trachyten, der in der Literatur oft als Opacitrand bezeichnet wird; derselbe hat sich offenbar auf Kosten des Biotit gebildet, denn er hat die hexagonale Form desselben und wächst nach innen, so dass seine Breite umgekehrt proportional zur Grösse des erhaltenen Biotits ist. Ätzt man diesen Rand, so kommen unter dem sich auflösenden Magnetit kleine Körnchen und Säulchen von grünem Augit und Gesteinsgrundmasse zu Tage. Das Phänomen ist demnach ein Act magmatischer Resorption, bei welchem unter Ausscheidung von Magnetit aus dem Magma an Stelle des sich lösenden Biotits Augit auskrystallisirte. Diese Resorption kann eine vollständige werden. Man sieht dann hexagonale und leistenförmige Anhäufungen opaker Eisenerze an Stelle der Biotite. — Zonare Structur der Biotite kommt in den Porphyriten nur spärlich vor, der Rand ist dann dunkler als das Centrum. — Als Einschlüsse treten gern Eisenerze, Apatit und Zirkon auf. — Die Verwitterungserscheinungen

sind die normalen. Bei der Umwandlung zu Chlorit scheiden sich bisweilen unter 60° sich schneidende Systeme von nadelförmigen Mikrolithen aus, deren Längsaxen senkrecht gegen die Umrandung des Glimmers stehen. Dieselben waren in einigen Fällen sicher als Rutil zu bestimmen. — Als Gemengtheil der Grundmasse findet sich Biotit nur selten in den normalen Deckenporphyriten.

Die Hornblende der Porphyrite ist sattbraun mit sehr starker Absorption der nach c und b schwingenden, mit gelber Farbe der nach a schwingenden Strahlen, selten grün oder bräunlichgrün, auch wohl violettgrünlich mit weit schwächerem Pleochroismus, oft auch mit merklich schwächerer Doppelbrechung. Die Form ist prismatisch durch Prisma und Klinopinakoid und seltener das Orthopinakoid; terminal findet sich die Pyramide allein oder zusammen mit der Basis, oder die Krystalle enden wohl auch zackig. Die Formen bleiben die gleichen, ob nach dem optischen Verhalten basaltische oder gemeine Hornblende vorliegen; doch kann man wohl sagen, dass (100) an der grünen Hornblende häufiger ist. als an der braunen. — Zwillingsbildung nach (100) ist sehr verbreitet und zwar meistens als einfache Hemitropie. — Um die braune Hornblende der normalen Porphyrite hat sich recht oft derselbe Opacitrand wie um den Biotit entwickelt, während er den grünen Amphibolen gern fehlt. Dagegen sind diese gelegentlich in ähnlicher Weise perimorphosenartig ausgebildet, wie es von gewissen Ganggesteinen erwähnt wurde.

Verwachsung von Biotit und Hornblende kommt vor; der Biotit liegt dann mit der Blattfläche auf den Spaltflächen des Amphibols. Eine Umhüllung des Amphibols durch Biotit beschreibt Schwerdt aus Quarzporphyrit von Ai-shan-tang in China; bezeichnenderweise ist die Hornblende grün. Wo Biotit und Amphibol zweifellos primär sind, dürfte Biotit wohl stets der ältere dieser beiden Gemengtheile sein. — Die Einschlüsse der Hornblende sind dieselben, wie im Biotit; Glaseinschlüsse kommen in der braunen Hornblende vor, sind aber meistens nur unsicher zu erkennen. — Die Verwitterungserscheinungen an der Hornblende sind die normalen; es bilden sich Chlorit, Quarz und Carbonate, zuletzt Carbonate, Limonit und Quarz. Reichliche Epidotbildung aus Hornblende kommt besonders in den Porphyriten des gefalteten Gebirges vor; sie ist dann auch im Biotit wahrnehmbar und die Gesteine pflegen deutliche mechanische Deformationen zu zeigen. — Eine Wiederholung der Amphibolbildung ist in den Porphyriten jedenfalls sehr selten.

Unter den rhombischen Pyroxenen der porphyritischen Gesteine sind nach chemischen Untersuchungen und nach der geringen Stärke des Pleochroismus zu schliessen, bisher vorwiegend die eisenärmeren Bronzite, seltener der Hypersthen bekannt geworden. Sie sind durchaus idiomorph, von prismatischer Form. In der Prismenzone herrschen die Pinakoide, das Prisma selbst bildet nur schmale Abstumpfungen der Combinationskanten von (100) und (010); die terminale Endigung ist immer stumpf pyramidal oder domatisch. Die Spaltbarkeit nach (110) ist deutlich, diejenige nach den Pinakoiden tritt entschieden gegen die prismatische zurück. Eine Querabsonderung gliedert die Säulchen und wird bedeutsam bei der Umwandlung dieser Mineralien zu Bastit oder Serpentin. — Parallele Verwachsung mit monoklinem Augit ist recht verbreitet; beide Mineralien haben dann die Prismenaxe und die Diagonale des stumpfen Prismenwinkels gemeinsam und der Augit liegt aussen. — Der Pleochroismus in den Längsschnitten des Bronzit zwischen grünlich für die Schwingungen parallel c und gelblich für die dazu senkrechten Schwingungen ist nicht immer erkennbar; der Unterschied in der Färbung der parallel und senkrecht b schwingenden Strahlen in den Querschnitten ist bis zum Unwahrnehmbaren gering. — Die Interpositionen sind ähnlich, wie bei Biotit und Hornblende, doch treten Glaseinschlüsse besonders deutlich in diesem Mineral hervor. — Die Umwandlung zu Bastit oder Serpentin, z. Th. wohl auch zu Chlorit, schreitet von den Quersprüngen aus parallel der Prismenaxe in Fasern oder Schuppen fort. — Die Verhältnisse dieser rhombischen Pyroxene sind demnach überaus ähnlich, wie bei den enstatitführenden Quarzporphyren des Leipziger Kreises, die ja auch durch ihren hohen Gehalt an Plagioklaseinsprenglingen den Porphyriten nahe stehen. — In zweiter Generation treten die rhombischen Pyroxene nicht auf, wenn man von einer Angabe Szadeczky's absieht, der eine Mikrolithengeneration von Hypersthen in dem sog. Augitporphyr Tschermak's von Szekelikő bei Toroczkó anführt.

Der monokline Augit der Porphyrite gehört dem Diopsidtypus an; er ist mehr oder weniger vollkommen idiomorph, prismatisch mit oktogonalem Querschnitt. Im durchfallenden Lichte hellgrün bis fast farblos, mit sehr starker Doppelbrechung im Gegensatz zu den rhombischen Pyroxenen. Zwillingsbildung nach (100) in einfacher Hemitropie oder mit mehrfacher lamellarer Wiederholung ist häufig. Die Mikrostructur ist dieselbe, wie bei den

rhombischen Pyroxenen. Die Veränderungsvorgänge stimmen mit denjenigen der Amphibole, doch ist die Kalkausscheidung stärker. — Eine zweite Generation der monoklinen Augite ist nicht allzuselten in den Glimmer- und Hornblendeporphyriten, allgemein in den Enstatit- und Augitporphyriten zu constatiren.

Zirkon, Apatit und Eisenerze zeigen dasselbe Verhalten, wie im Quarzporphyr; die Menge derselben ist immer gering.

Titanit als ursprünglicher Übergemengtheil ist auf Hornblende- und Biotitporphyrit beschränkt. In eckigen Körnern und in unverkennbaren Pseudomorphosen nach Ilmenit begegnet man ihm allgemein. — Wo Granat vorkommt, ist seine Form diejenige des Rhombendodekaëders, oft gestreift parallel der langen Diagonale der Flächen. In den Ilfelder Porphyriten wurde er als zum Spessartin gehörig nachgewiesen.

Orthit wurde von Cross in Quarzglimmerporphyriten des Leadville-Districts nachgewiesen.

Der Zunyit von der Zusammensetzung $[Al(Cl, F, OH)_2]_6 Al_2(SiO_4)_3$ vom Red Mountain und von Silverton in Colorado tritt nach Penfield und Hillebrand im zersetzten Porphyrit auf und ist aus diesem durch Einwirkung von pneumatolytischen Vorgängen entstanden.

Der Mineralbestand der Porphyrite ist hiernach genau der gleiche, wie bei den Daciten und Andesiten, nicht nur insofern, als Glieder derselben Mineralfamilien beide Gesteinsgruppen aufbauen, sondern es sind dieselben Glieder der gleichen Mineralfamilie, die wir hier und dort antreffen. Nur die Alkalipyroxene und Alkaliamphibole der Hauynandesite fehlen den Porphyriten, weil diese tephritoide Gruppe der Andesite bei den Porphyriten keine Parallele bis heute besitzt.

Die Grundmasse der Porphyrite wiederholt ebenso bis in die kleinste Einzelheit alle die bei den Andesiten dargelegten Verhältnisse. Wir begegnen einem holokrystallinen mikrogranitischen Typus, entsprechend dem orthophyrischen, selten, einem felsitischen mit seinen Unterabtheilungen häufiger in den saureren Glimmer- und Amphibolporphyriten und ihren quarzhaltigen Untergruppen, dem pilotaxitischen und hyalopilitischen Typus allenthalben, spärlicher in den sauren Biotit- und Amphibolporphyriten, herrschend bis zur Ausschliesslichkeit in den Enstatit- und Augitporphyriten. Das höhere Alter dieser Gesteine, welches die Verwitterungserscheinungen in den Einsprenglingen bedingt, hat auch den Grund-

massen vielfach die Frische der andesitischen genommen und sie mit Verwitterungsproducten (Calcit, Chlorit, Epidot) und allotriomorph-körnigen Aggregaten (Quarz und Feldspath) gefüllt. Es verhalten sich daher die Grundmassen der Porphyrite zu denen der Andesite, wie die der Quarzporphyre zu denen der Liparite, die der quarzfreien Porphyrite zu denen der Trachyte.

Die Gesteinsbildung beginnt, wie bei allen effusiven Gesteinen, mit der Ausscheidung der Einsprenglinge, die auch hier ein wesentlich intratellurischer Act ist. Aus der gegenseitigen Umschliessung und Abgrenzung lässt sich feststellen, dass zuerst die accessorischen Gemengtheile Zirkon, Apatit, Orthit und Titanit, wo diese vorhanden sind, und die Eisenerze auskrystallisirten; darauf folgt unmittelbar die Periode der farbigen Gemengtheile, unter welchen der Augit sicher der jüngste ist. Nicht mit derselben Sicherheit lässt sich das relative Alter von Biotit, Amphibol und Enstatit feststellen, doch scheint Biotit wohl der Erstling unter diesen zu sein. Die Feldspathausscheidung beginnt mit den basischen Plagioklasen und endet mit Orthoklas; der jüngste Einsprengling ist der Quarz. — Die Verfestigung der Grundmasse beginnt sofort mit der Eruption und wo dieselbe zu holokrystalliner Ausbildung gelangt, lassen sich in ähnlicher Weise, wie bei den entsprechenden Quarzporphyren, gewisse Wiederholungen analoger Mineralausscheidungen erkennen.

Classification und Structur der porphyritischen Gesteine.

Nachdem, abweichend von dem bisherigen Gebrauch in der Petrographie, die intrusiven Dioritporphyrite (S. 439), welche einen nach jeder Richtung hin chemisch, mineralogisch und structurell abweichenden Charakter besitzen, nunmehr abgeschieden und an ihre richtige Stelle gebracht worden sind, stellen die eigentlichen Ergussporphyrite in ihren mineralogischen Untergruppen als Glimmer-, Hornblende-, Enstatit- und Augitporphyrite eine recht einheitliche Gesteinsfamilie dar, welche ganz ebenso wie die Andesite die Hauptcharaktere der Ergussgesteine, höhere Acidität, Zurücktreten der zweiwerthigen gegen die einwerthigen Metalle, starkes Zurücktreten der farbigen Gemengtheile, typisch porphyrische Structur, in unverkennbarer Weise besitzen.

Bei den porphyritischen Gesteinen kann man ebenso, wie bei allen Ergussgesteinen holokrystallin-porphyrische, hypokrystallin-porphyrische und vitroporphyrische Structurformen unterscheiden.

Wenn bei der erstgenannten Ausbildung während der Effusionsperiode die Abkühlung hinreichend langsam erfolgte, um eine vollkommen krystalline Differenzirung des Magmas nach Maassgabe der darin wirksamen chemischen Verwandtschaften zu ermöglichen, so verhinderte bei der letzteren die rasch durch Temperaturabnahme vorschreitende Verfestigung mehr oder weniger vollständig die Entstehung stöchiometrischer Verbindungen in dem Magma. Zwischen diesen beiden Extremen liegt die hypokrystallin-porphyrische Ausbildung verbindend in der Mitte. Die Erfahrung lehrt nun, dass hierbei wesentlich zwei Modalitäten vorkommen. Entweder ist die Menge der amorphen Basis sehr gering, die Krystallisation während der Effusionsperiode hielt lange an und erstreckte sich nahezu über das ganze Magma. Die Basis erscheint dann in Form schmaler und oft schwer nachweisbarer, meistens farbloser Häutchen zwischen den Ausscheidungen der jüngeren Periode; diese Structur weicht nicht wesentlich von der holokrystallin-porphyrischen ab und es sollen die Gesteine, welche sie besitzen, mit den holokrystallin-porphyrischen vereinigt werden. — Oder aber es trat amorphe Erstarrung verhältnissmässig frühe ein; neben den älteren intratellurischen Ausscheidungen (Einsprenglingen) sind dann nur verhältnissmässig geringe Mengen der jüngeren Ausscheidungen und viel Basis vorhanden, welche dann fast stets mehr oder weniger dunkelfarbig ist. Solche Gesteine werden am besten mit den vitroporphyrischen vereinigt. Man hat dann zwei Hauptgruppen von Structurformen bei den Porphyriten, die holokrystallin-porphyrischen und die nicht krystallin-porphyrischen.

Bei den sauersten holokrystallin-porphyrischen Porphyriten, den **Quarzglimmer-** und **Quarzhornblende-Porphyriten**, finden sich in getreuer Wiederholung der bei den Quarzporphyren beschriebenen Verhältnisse zwei wesentlich verschiedene Formen, deren eine, der mikrogranitischen Structur entsprechend, dadurch charakterisirt ist, dass die Grundmasse ein panidiomorph- oder hypidiomorph-körniges Aggregat von Feldspath- und Quarzindividuen ist. Die andere wird durch eine holokrystalline Grundmasse gekennzeichnet, in welcher Quarz und Feldspath nicht ein regelloses Gemenge, sondern ein gesetzmässig gruppirtes Aggregat bilden; sie entspricht genau der granophyrischen Structur der Quarzporphyre. — Diesen Structurformen treten auch hier die mikrofelsitische und die vitrophyrische Structur gegenüber. Es ist von vornherein zu betonen, dass die mikrofelsitische

und die granophyrische Structur sich durchaus nur bei den kieselsäurereichsten Arten der porphyritischen Gesteine finden, während eine quarzfrei mikrogranitische und die vitrophyrische Ausbildung nicht an eine bestimmte Acidität des Gesteins gebunden sind. Die Anwesenheit der mikrofelsitischen und der granophyrischen Structur bedingt immer einen felsitischen Habitus der Gesteine; die übrigen Structuren finden sich bei felsitischem und bei andesitischem Habitus.

Die der mikrogranitischen Structur entsprechende Grundmassenausbildung der Porphyrite würde man allgemein eine mikrodiorit-porphyrische nennen können. Aber die Erscheinung ist oft so durchaus dieselbe, wie bei den Quarzporphyren, dass ich für diese Fälle die Benennung mikrogranitisch beibehalte. Kurzrectanguläre Feldspathe werden von Quarz verkittet; — Feldspath und Quarz bilden beide idiomorphe Individuen, zwischen denen dann wohl bald granophyrische Aggregate oder Mikrofelsit fein vertheilt sind. — Das sind die Haupttypen dieser Structur neben denen gelegentlich alle die Unterformen erscheinen, die S. 402 bei den Granitporphyren beschrieben wurden. Solche echt mikrogranitische Quarzporphyrite sind gewissermaassen mikrogranitische Quarzporphyre, deren Feldspatheinsprenglinge nur nicht Orthoklas, sondern Plagioklas sind.

Die Grundmassen der mikrofelsitischen Quarzporphyrite haben fast ausnahmslos und die der vitrophyrischen Quarzporphyrite recht oft jene secundäre Umwandlung in allotriomorph-körnige Aggregate erfahren, welche auf S. 687 bei den Quarzporphyren ausführlich beschrieben wurde und auf die hier verwiesen werden möge.

Es ist nun sehr interessant, dass in analoger Weise wie bei den Quarzporphyren gegenüber den jüngeren Lipariten auch hier bei den Quarzporphyriten gegenüber den Daciten und sauren Andesiten die granophyrische und mikrogranitische Structur zweifellos häufiger vorkommt. Welches die Ursache hierfür sei, lässt sich zur Zeit nicht mit Sicherheit angeben. Ich vermuthe, dass die mikrogranitische und granophyrische Structur wesentlich bei solchen Vorkommnissen sich finden, welche Gänge und kleine stockartige Massen bilden, also nicht in strenger Weise die Erscheinungsform der effusiven Massen haben und dass diese Gang- und Stockform natürlich bei den so viel älteren, also in stärker denudirten Gebieten auftretenden Porphyren und Porphyriten häufiger zur Beobachtung gelangt, als bei den jungen Lipariten und Andesiten, deren Gänge

und hypoabyssische Massen sich z. Th. heute noch der Wahrnehmung entziehen.

Ob nun die granophyrischen Quarzfeldspathgrundmassen und der Mikrofelsit in den Quarzporphyriten chemisch ident seien mit den gleichen Bildungen in den Quarzporphyren, oder ob etwa hier ein Natrongranophyr und Natronmikrofelsit vorliege, darüber liegen chemische Untersuchungen, die allein entscheiden könnten, nicht vor. Indessen sprechen alle Bauschanalysen und die sicher erkannten Gesetzmässigkeiten in der chemischen Entwicklung der Eruptivmagmen für die erste Annahme.

Für die pilotaxitische und hyalopilitische Structur verweise ich auf die Andesite (S. 885).

Die glasige Basis, welche zumal in den Glimmer- und Enstatitporphyriten sich gern reichlich findet, pflegt braune bis braungelbe, seltener grüne Farbe zu besitzen. Soweit bisher analytische Untersuchungen darüber vorliegen, gehört sie zu den wasserreichen Pechsteingläsern und ist gegenüber dem Gesammtgestein durch geringeren Gehalt an zweiwerthigen Metallen, höheren an Alkalien und Kieselsäure charakterisirt. Durch Verwitterung wird sie unter Wasserverlust oft zu einem kryptokrystallinen Aggregat nicht exact bestimmbarer Substanzen, oft, wie oben gesagt, zu einem dichten Quarzfeldspathaggregat.

Will man die in einem porphyritischen Gestein herrschende Structur durch den Gesteinsnamen direct und kurz ausdrücken, so empfiehlt es sich für die holokrystallinen Formen die Bezeichnung Porphyrit schlechtweg beizubehalten, bei den übrigen Abarten analog wie bei den Quarzporphyren zu verfahren. Danach sind Benennungen wie Quarzhornblendeporphyrit, Quarzglimmerfelsophyrit, Quarzglimmergranophyrit, Enstatitvitrophyrit u. s. f. leicht zu verstehen. Doch muss man auch hier im Auge behalten, dass diese Structurbezeichnungen keine verschiedenen Gesteine, sondern lediglich Structurformen desselben Gesteins anzeigen und dass überdies Übergänge zwischen diesen und Verbindungen derselben in dem Gesteinskörper nicht gerade selten sind.

— — —

Zu den **Quarzglimmerporphyriten** von felsitischem Habitus gehören die von A. Stelzner eingehend beschriebenen Gesteine vom Korgon und dem Flussgebiete des Tscharisch im Altai, welche schon sehr frühe von G. Rose ihrer mineralogischen

Zusammensetzung nach richtig erkannt wurden. Unter den Feldspatheinsprenglingen werden auch Orthoklase in allerdings geringer Menge erwähnt. Ausser braunem Magnesiaglimmer wird kein anderer farbiger Gemengtheil genannt; ob etwa die grünen, wohl als Chlorit zu deutenden Schüppchen der Grundmasse aus ursprünglichem Augit abzuleiten seien, wird nicht angegeben. Das Eisenerz wird als Magnetit gedeutet. Ihrer Structur nach gehören diese Gesteine ganz wesentlich zu den Quarzglimmergranophyriten und zu den mikrogranitischen Quarzglimmerporphyriten mit theils hypidiomorph-, theils wohl secundär allotriomorph-körniger Grundmasse.

Eine ebensolche Mannichfaltigkeit in der Ausbildung der Grundmasse zeigen auch die nach ihrem mineralogischen Bestande den vorigen allernächst verwandten Quarzglimmerporphyrite der Gegend von Schirmeck im oberen Breuschthal, Elsass. Ausser den verschiedenen mikrogranitischen Formen ist die granophyrische und die fast durchweg sphärolithisch-mikrofelsitische Entwicklung häufig. Die Sphärolithe haben optisch negativen Charakter. An farbigen Gemengtheilen ist neben Biotit nur in Spuren auch Hornblende nachweisbar. Die Gesteine scheinen deckenartig aufzutreten; als Typus kann man das bereits von Delesse beschriebene Vorkommen über dem Bruch dolomitischen Kalksteins bei Schirmeck betrachten. Bei secundär allotriomorph-körniger Ausbildung enthält die Grundmasse etwas Sericit.

Zu derselben Gruppe gehören Vorkommnisse von Landeshut mit mikrogranitischer Structur und mit accessorischem Granat und manche obercarbonische Ergüsse des Nahegebietes, wie z. B. die Gesteine vom Nagelkopf und von Theodorshall. Im letzteren treten gelegentlich eigenthümliche Schlieren (vielleicht basische alte Ausscheidungen) mit glimmerreicher Grundmasse von panidiomorph-körnigem, angenähert lamprophyrischem Habitus auf. — Den ungestreiften kurzrectangulären Feldspathen der Grundmasse des Nagelkopf-Gesteins gesellen sich viel gedrungen-leistenförmige Durchschnitte mit Zwillingsstreifung bei; der Quarzgehalt ist gering. — Der von Lossen beschriebene Quarzglimmerporphyrit von der Spitze des Lemberg enthält neben Biotit auch Einsprenglinge von Bronzit und stellt sich dadurch in eine gewisse Parallele zu den pyroxenführenden Quarzporphyren der Leipziger Gegend.

Nach Hazard durchsetzt mikrogranitischer Quarzglimmerporphyrit (es wird auch in der Grundmasse Biotit angegeben) mit hornsteinähnlichen, ursprünglich wohl glasigen Salbändern den

Lausitzer Granit auf Blatt Löbau-Reichenbach und Rumburg-Seifhennersdorf, ebenso auch z. Th. augitführender Quarzglimmer-Hornblendeporphyrit und Glimmerporphyrit auf dem erstgenannten Blatt der sächsischen Karte. Quarzglimmerporphyrit mit mikrogranitischer und mit granophyrischer Structur wird von Klemm auf Blatt Stolpen und Pillnitz angegeben. — Hierher gehört auch in gewisser Hinsicht der gangförmige Quarzglimmeruralitporphyrit von Pergine nach Cathrein, dessen Pyroxen erster und zweiter Generation uralitisirt sind.

Demselben Typus ist auch der von Tschermak beschriebene Quarzglimmerporphyrit des Monte Bocche im mittleren Theile des Pellegrinthales in Süd-Tyrol zuzuzählen. — In der Gegend von Alvito im südöstlichen Portugal sind mikrogranitische Quarzglimmerporphyrite mit mikrogranitischer und granophyrischer Structur von durchaus felsitischem Habitus bei rother oder weisslichgrauer Farbe anscheinend recht verbreitet.

Einigermaassen mikropoikilitisch fand ich die Structur des orthitführenden Quarzglimmerporphyrits von den Elk Mts. im Summit Co., Colorado, welchen Cross untersucht hat.

Andesitischen Quarzglimmerporphyrit mit pilotaxitischer Structur beschreibt Maynard Hutchings aus dem Lake-District in Nordengland.

Quarzglimmervitrophyrite sind bisher nur wenige bekannt geworden. Man wird hierher wohl ein von Gümbel (Ostbayrisches Grenzgebirge S. 422—424) beschriebenes, in naher Beziehung zu Quarzporphyr auftretendes Gestein im Rothliegenden am Kornberge bei Erbendorf stellen dürfen. Es werden nur Einsprenglinge von Quarz und Feldspath angegeben; accessorisch soll Olivin vorkommen; die Grundmasse ist ein Pechsteinglas, da die Bauschanalyse 4,90 H_2O ergab.

Aus einem Conglomerat der Gegend von Newport in Fifeshire, Schottland, beschreibt Judd unter dem Namen mica-dacite einen Glimmervitrophyrit ohne ausgeschiedenen Quarz, aber mit über 67 % SiO_2. Einsprenglinge von Oligoklas und spärlichem Biotit liegen in einer im frischen Zustande durchaus glasigen Basis mit globulitischen und trichitischen Ausscheidungen und mit einer zweiten mikrolithischen Generation ungestreifter, für Orthoklas angesprochener Feldspathe. Das Glas, welches eine ganz vorzügliche perlitische Absonderung besitzt, gehört zu den Pechsteingläsern (mit 8,90 H_2O in der Bauschanalyse). Der Biotit ist zu

einem dunkelblauen schuppigen Mineral (? Aërinit) umgewandelt, dessen Bestimmung als Chloritoid wohl einer Revision bedarf. Durch Verwitterung, welche das spec. Gew. des Gesteins von 2,31 auf 2,58 erhöht, wird die Basis kryptokrystallin unter Ausscheidung von Chalcedon. Local geht durch Verwitterung die Basis in einen wasserreichen, mit dem Fingernagel ritzbaren, in kaltem Wasser zu Pulver zerfallenden, dem Alumo-Calcit KERSTEN's ähnlichen Körper über.

Glimmervitrophyrite mit und ohne Quarzeinsprenglinge sind nach v. LASAULX, GÜMBEL, LEPSIUS und v. FOULLON in der südalpinen Trias als eine Formation von Gängen und meistens kleinen Stöcken recht verbreitet. Die Menge der zu den Pechsteingläsern zu stellenden Basis ist eine sehr wechselnde. Zu den glasreichsten Vorkommnissen gehören ein zuerst von v. LASAULX als Pechsteinpeperit vom Monte Trisa und ein von demselben Autor, später von GÜMBEL als Pechsteinporphyr beschriebenes Vorkommen von der Alphütte La Rasta bei Recoaro im Vicentinischen. Bei dem ersten Gestein liegen in einer Grundmasse, welche aus mannichfach verflochtenen Schlieren eines gelben und eines graugrünen Glases mit solchen einer mikrokrystallinen Substanz besteht, vorwiegend gestreifte Feldspathleisten, brauner Biotit und grüne, oft in Chlorit umgewandelte Hornblende. Poren des Gesteins sind mit Chalcedon erfüllt. — Das zweite Gestein besteht aus einer reichlichen, lichtbraun durchsichtigen Glasbasis mit schöner, durch den Wechsel porenreicher und porenarmer Stränge hervorgerufenen Fluidalstructur, in welcher Einsprenglinge von vorwiegend gestreiftem Feldspath, Biotit nebst accessorischer brauner Hornblende und etwas Quarz liegen. Ausserdem wird ein unbestimmbares, nicht dichroitisches Mineral erwähnt, welches infolge von reihenförmig geordneten braunen Interpositionen aus einem System hellerer und dunklerer Lamellen zu bestehen scheint. Diesen Gesteinen fehlen demnach die Ausscheidungen zweiter Generation anscheinend vollkommen, wie das ja auch bei vielen Vitrophyren der Fall ist. — Nach LEPSIUS sind solche Glimmervitrophyrite im Tretto bei Schio häufig, so im Röth unterhalb Reghellini am SO.-Ausläufer des Monte Sciapaore nach Ruan hin, in einem weissen Marmor unterhalb Sta. Catharina bei Marsigli, hauptsächlich aber bei San Ulderico im oberen Orcathale. Der Biotit dieses Gesteins wird bisweilen von Hornblende, anscheinend öfter von Enstatit begleitet, welcher z. gr. Th. in Bastit umgewandelt wurde. Die Glasbasis macht

gelegentlich einer mikrofelsitischen Basis Platz; durch Verwitterung wird sie zu kryptokrystallinen Aggregaten. — In andern Vorkommnissen tritt die glasige Basis sehr zurück und erscheint nur als Kitt eines Gewirrs von Feldspathleistchen.

Sonst werden quarzfreie Glimmervitrophyrite von Niedzwiedzki von der Passhöhe des Berkovia-Balkan mit accessorischer Hornblende als Gang in Granitit und von Vélain von Nertschinsk beschrieben. Das letztgenannte, dem Carbon oder Perm zugehörige Gestein mit perlitischer Absonderung der Glasbasis ist durch reichlichen Gehalt an accessorischem Granat interessant. Die Feldspatheinsprenglinge wurden als Labrador bestimmt.

Unter den dem Carbon und Perm eingeschalteten Porphyritdecken Deutschlands sind **Glimmerporphyrite** sehr verbreitet. Dieselben enthalten fast nie Quarz als Einsprengling, aber oft in der Grundmasse. Die Grundmassen sind wesentlich krystallin ausgebildet und obgleich eine glasige Basis nicht gerade selten ist, so bleibt doch ihre Menge gewöhnlich klein und sie hat wenig Einfluss auf den Habitus der Gesteine. Dieselben mögen hier in geographischer Anordnung eine kurze Erwähnung finden.

Unter den zuerst von G. Rose, zuletzt von A. Streng mikroskopisch untersuchten Porphyriten des Rothliegenden am Südrande des Harzes bei Ilfeld sind wahrscheinlich verschiedene Abarten dieser Gesteinsfamilie vertreten. Die wesentlich dem Oligoklas und Andesin zuzuzählenden Feldspatheinsprenglinge aggregiren sich gern haufenweise und zeigen bisweilen ziemlich bedeutende magmatische Resorptionsphänomene. Wo Granat accessorisch vorhanden ist, trifft man ihn mit Vorliebe in solchen Feldspathnestern. Neben der normalen Verwitterung der Feldspathe zu Kaolin und Calcit kommt auch eine Verdrängung derselben durch Quarz vor, dem dann ein nicht bestimmbares reguläres Mineral in hellgrünlichweissen Körnern und Oktaëdern beigemengt ist (Thierathal). — Die farbigen Gemengtheile sind nur recht selten frisch genug, um eine sichere Bestimmung zu gestatten. Braune Hornblende und brauner Biotit kommen beide vor. Dieselben sind jedoch zumeist zu Gemengen von Limonit mit Carbonaten und Quarz, oder zu Chlorit und Quarz, welch letzterer dann bisweilen fasrig im Sinne der Längsaxe der Durchschnitte ist, verändert. Das ursprüngliche Mineral ist dann nicht mit Sicherheit zu bestimmen. Jedenfalls aber sind in fast allen mir bekannt gewordenen Varietäten dieser Gesteine Pyroxene reichlich vorhanden, unter denen ein frischer dio-

psidischer Augit (Bährethal) von hellgrüner Farbe sicher bestimmt wurde. Meistens ist dieser in ähnlicher Weise zu Chlorit geworden, wie die Amphibole oder Biotite. Das häufige Auftreten von Bastit in der Pyroxenform lässt jedoch schliessen, dass auch rhombische Pyroxene im frischen Gestein vorhanden waren. Apatit, Magnetit (?), Ilmenit mit auffallend röthlichgelben Leukoxenrändern, hie und da Pyrit und Zirkon und ein in fast farblosen Körnern und Krystallen auftretendes, gern mit Feldspath associirtes Mineral, welches dem Titanit ähnelt, ihm auch vielleicht angehört, bilden die übrigen älteren Ausscheidungen. Quarzeinsprenglinge kommen nur spärlich vor. — Die Grundmasse ist sehr nahezu oder vollständig holokrystallin in den braunen Gesteinen und besteht aus einem Gewirr von Feldspathleistchen, denen vielleicht Augitmikrolithe zweiter Generation beigemengt waren, wie man nach der Vertheilung von Calcit und Haematit in der Grundmasse schliessen möchte. Enthalten solche Gesteine eine Basis, so scheint sie glasig zu sein; jedenfalls aber ist ihre Menge gering und ihr Nachweis meistens recht unsicher. Bei den grünlichen Gesteinen (Thierathal) kommt eine mikrofelsitische Ausbildung vor und mit dieser geht eine allotriomorph-körnige, wohl secundäre Entwicklung der Grundmasse Hand in Hand. Doch sind Übergänge zwischen diesen beiden Structurformen vorhanden. Auch kurzrectangulärer Feldspath ist in mancher Grundmasse reichlich vertreten. Ein Quarzgehalt scheint fast nur bei den grünen Gesteinen aufzutreten. Es herrschen also pilotaxitische und hyalopilitische Ausbildungsformen.

Unter den Porphyriten Thüringens sind die Gesteine von Allzunah bei Schleusingen, Liebchen und aus der Gegend von Schmalkalden* Glimmerporphyrite, z. Th. mit einem Augitgehalt neben Biotit. Die Grundmasse besteht aus Feldspathleisten und aus der gelegentlich vorkommenden Mandelstructur darf man wohl auf eine geringe Menge einer Glasbasis schliessen. Die Anordnung der Leistchen ist oft eine evident fluidale. — Beyschlag beschreibt Glimmerporphyrite, unter deren Einsprenglingen auch Orthoklas spärlich vorkommen würde und die bisweilen serpentinisirten Olivin enthalten sollen, als Decke über carbonischem Schiefer bei Ober-

* Nach Bücking würde die „Glimmermelaphyr-Decke" des Rothliegenden der Gegend von Schmalkalden an der Grenze zwischen hyalopilitischem Glimmerporphyrit und Glimmermelaphyr stehen, was sich auch in ihrem Olivingehalt und der gelegentlich vorkommenden Intersertalstructur (Floher Gemeinde, NO. von Seligenthal) ausspräche.

wind; ebenso vom Salzberg, Ringberg und Eisenberg bei Suhl. Aus seiner Besprechung des Biotit geht hervor, dass der Biotit in diesen Gesteinen, ebenso wie bei Allzunah, deutliche Druckfiguren zeigt. Die auch hier vorwiegend aus Feldspathleistchen bestehende Grundmasse ist, wie allgemein, von Limonit und Haematit durchsprenkelt. — Nach den Darstellungen von E. E. Schmid wird man auch die von ihm Glimmerporphyr und Paramelaphyr genannten Gesteine aus dem centralen Thüringer Wald hierher stellen dürfen. Die ersteren (Oehrenstock, zwischen Amt-Gehren und Breitenbach, Hölleteich, Quärigberg, Edelmannskopf, Kamm der Wilhelmsleite u. a. O.) würden als Augitglimmerporphyrite, die letzteren als Glimmerporphyrite (Ilmenthal zwischen Ilmenau und Kammerberg, zwischen den Tragbergen bei Oehrenstock und Langewiesen, Fuss des Schneidemüllerskopf u. a. O.) zu bezeichnen sein. Die Grundmasse ist allenthalben ein wesentlich holokrystalliner Filz von schmalen Feldspathleistchen, der mit Haematit, Limonit und Carbonaten durchwoben ist.

Auch unter den Porphyriten des sächsischen Carbon und Perm sind Glimmerporphyrite von mannichfachem Habitus sehr verbreitet, so z. B. auf den Sectionen Lausigk, Leisnig, Frohberg, Döbeln u. A. Sie gehören bald zu den Quarzglimmerporphyriten und ihr Quarz enthält dann Fluida und Glaseinschlüsse (Triebischthal, Flöha); neben dem Oligoklas kommt oft in wohl geringer Menge auch Orthoklas vor, so besonders in den quarzhaltigen Abarten. Der Biotit wird oft von brauner Hornblende, wohl auch von Pyroxenen und von Olivin in Pseudomorphosen (Wilsdruf) begleitet. Die Ausbildungsformen der Grundmasse sind die gleichen, wie bei den Ilfelder Gesteinen. Die Grundmassen sind oft sehr quarzreich. Die Zersetzungsvorgänge sind analog den oben beschriebenen. Bei manchen dieser Vorkommnisse lässt sich sehr deutlich erkennen, dass der Limonitgehalt der Grundmassen ursprünglichen krystallitischen Gebilden seine Entstehung verdankt. — Dass in der Gegend von Meissen Glimmer- und Hornblendeporphyrit ineinander und in quarzführende Abarten übergehen, bestätigt Sauer. — Fast frei von eisenhaltigen Einsprenglingen ist der sog. Amygdalophyr von Weissig, dessen reichlich von Glas durchtränkte Feldspathleistengrundmasse ziemlich viel aus Ilmenit entstandenen Titanit führt. Die Mandeln des Gesteins sind mit Chlorit und Chalcedon erfüllt.

C. Riva beschreibt effusive Glimmerporphyrite und Quarz-

glimmerporphyrite (Val Gorgone), Glimmer-Augit-Porphyrite und Amphibolporphyrite (Prevaglio di Sotto) aus dem Val Sabbia.

Eine mit den augithaltigen Glimmerporphyriten Thüringens nahe verwandte Gruppe porphyritischer Gesteine beschreibt A. Michel-Lévy aus dem Carbon des Morvan; die Structur derselben soll oft derjenigen der Lamprophyre sich nähern. — Quarzhaltige Augitglimmerporphyrite treten im Ober-Elsass (Bärenkopf) auf.

Zwischenglieder von Glimmer- und Hornblendeporphyriten sind sehr häufig und wurden bereits z. Th. im Vorhergehenden erwähnt. Solche kommen z. Th. augithaltig in dem Obercarbon des Saar-Nahe-Gebiets (am Benschert südöstlich von Reimsbach), in Sachsen (Potschappel-Wilsdrufer Porphyritzug), bei Oban in Schottland vor und werden u. A. von v. John von dem westlichen Alburs in Persien beschrieben, wo auffallenderweise nicht nur Biotit und Amphibol, sondern auch Augit opacitisch umrandet wäre. Dahin gehört anscheinend auch der porfido rosso antico, welcher einen 20—25 m breiten Gang im Granit des Djebel Dokhan in Aegypten (zwischen Nil und Rothem Meere) bildet. Die schön rothe Farbe der Feldspathe und des Gesteins ist durch die massenhafte Bildung von rothem Epidot (Withamit) und wohl auch Thulit in dem viele Spuren mechanischer Einwirkungen tragenden Gestein bedingt. Derselbe rothe Epidot charakterisirt nach Liebisch einen Porphyrit von Glencoe in Argyleshire. Mit der Zertrümmerung des ägyptischen Porphyrits beschäftigt sich eine oben citirte Arbeit Rutley's.

Typische **Quarzhornblendeporphyrite** scheinen nur spärlich vorzukommen. Ein der idealen Zusammensetzung dieser Felsart entsprechendes Vorkommen beschreibt G. vom Rath (Z. D. G. G. 1875. XXVII. 340) von Papallacta am Fusse des Antisana in Ecuador. Die idiomorphen Einsprenglinge von oft corrodirten Quarzdihexaëdern, Plagioklasen (beide durch Haematit auf Spalten rothgefärbt) und spärlichem Amphibol liegen in einer fast holokrystallinen, mit Magnetit durchsprenkelten Grundmasse aus sehr schmalen Feldspathleistchen. — Quarzhaltige und quarzfreie Hornblendeporphyrite in Gangform mit mikrogranitischer und mit ausgesprochenster granophyrischer Grundmasse beschreibt Klemm von den Blättern Pillnitz und Königswartha-Wittichenau der sächsischen Karte. Wo Quarzeinsprenglinge vorhanden sind, haben sie Körnerform. In manchen Gängen kommt Biotit oder Hornblende als Grundmassegemengtheil vor, dann sind sie skelettartig ausgebildet und mit

Quarz und Feldspath durchwachsen. — Normalen Hornblendeporphyrit als Gang giebt Hazard aus der Gegend von Rumburg an.

Meistens gesellt sich Biotit und auch wohl ein Pyroxen zum Amphibol. Der Gehalt an Quarzeinsprenglingen ist wohl nur selten ein bedeutender und die Grenze gegen die **Hornblendeporphyrite** eine sehr verschiebbare. Es scheint, dass in den zur intratellurischen Ausscheidung von Quarz hinreichend sauren Magmen lieber Biotit als Amphibol entsteht.

Vermittelnd zwischen den gangförmigen Dioritporphyriten der Alpen und den normalen postculmischen Porphyritdecken Deutschlands steht eine Gruppe selten quarzhaltiger, meistens quarzfreier Porphyrite, welche im Unter-Elsass, gut aufgeschlossen besonders in der Gegend von St. Nabor unter dem Ottilienberge, in den devonischen Grauwacken und Schiefern beiderseits des Pfriemthälchens auftreten. Tafelförmige Einsprenglinge von Plagioklas von vorzüglicher Frische und fast vom Habitus des Mikrotin, mit herrlicher Zonarstructur, und solche von brauner basaltischer Hornblende, sowie von blassgrünem Augit, der meistens in Uralit umgewandelt ist, nebst Apatit, Magnetit und etwas Zirkon liegen in einer meistens allotriomorph-kryptokrystallinen, oft mit Mikrofelsit durchwobenen Grundmasse. Die bisweilen deutlich fluidale Anordnung winziger erzartiger Ausscheidungen in der Grundmasse lässt auf ursprünglich glasigen Charakter derselben schliessen. Wo der Quarz Einsprenglinge bildet, enthält er nur Flüssigkeits-, keine Glaseinschlüsse. Chemische Resorptionsphänomene und mechanische Deformationen sind an allen Einsprenglingen vielfach zu beobachten. Durch Verwitterung werden die Pyroxene und Amphibole zu Chlorit und endlich zu Limonit, Carbonaten und Quarz umgewandelt. Ob ein in der Grundmasse verbreiteter Gehalt an Chlorit etwa von ursprünglichem Gehalt an Bisilicaten oder von den Einsprenglingen herrührt, ist nicht zu entscheiden.

Normale Hornblendeporphyrite kommen, wohl stets pyroxenhaltig, in dem Ilfelder Lager und im sächsischen Carbon und Perm vor, ohne dass, abgesehen von den Einsprenglingen gegenüber den Glimmerporphyriten, Unterschiede in der Zusammensetzung und Structur der Grundmasse bemerkbar wären. — Als Typus eines Hornblendeporphyrits pflegt man das neuerdings von W. Bruhns wieder bearbeitete Vorkommen von Potschappel zu betrachten. Neben Einsprenglingen von Plagioklas kommen solche von Orthoklas (auch in vereinzelten Bavenoer Zwillingen) und von Horn-

blende vor; Augit fehlt: das Eisenerz scheint Ilmenit zu sein, Apatit und Zirkon sind nur recht spärlich vorhanden. Die meistens vorwiegend krystalline Grundmasse aus Feldspathleistchen und reichlichem kurzrectangulärem Feldspath enthält etwas Quarz, ist von Limonit und Calcit durchstäubt, und besitzt vorzüglich fluidale Structur. Bruhns giebt auch Hornblende in der Grundmasse an, also wohl zweiter Generation. Eine mikrofelsitische Substanz ist oft und in wechselnder Menge vorhanden. Das Gestein ist eng verknüpft und durch Übergänge verbunden mit dem bastithaltigen Porphyrit (die Hornblende tritt stark zurück) von Kesselsdorf und geht durch augitführende Abarten (Unkersdorf) in sehr amphibolarmen, aber augitreichen Enstatitporphyrit (der Enstatit ist in Bastit umgewandelt) von Kaufbach über.

Wichtig sind die Angaben Sauer's über die Beziehungen des schon von Naumann beschriebenen Porphyritpechsteins nördlich von Leutewitz zum quarzführenden Hornblendeporphyrit. Dieser Pechstein ist ein Amphibol-Enstatitvitrophyrit und sowohl sein Mineralbestand bezüglich der Einsprenglinge, wie seine gestauchte Fluidalstructur lässt sich in dem Porphyrit wieder erkennen, besonders deutlich, wenn man den Limonit wegätzt. Das ist derselbe Übergang durch secundär krystalline Entwicklung, wie vom Felsitpechstein der Meissener Gegend zu dem Dobritzer Porphyr (S. 695).

In dem obercarbonischen Eruptivlager des Saar-Nahe-Gebiets kommen neben verhältnissmässig spärlichen Glimmerporphyriten (Gienberg, mit reichlichem Enstatit, bläulichem Apatit und nahezu holokrystalliner Grundmasse aus leistenförmigem und ziemlich viel kurzrectangulärem Feldspath neben etwas Quarz) normale Hornblendeporphyrite (Waldböckelheim, mit Tridymit in Drusen der Gesteinsgrundmasse; Gegend von Limbach, Kahleberg bei Erbringen u. s. w.), biotitführende Hornblendeporphyrite (s. oben) und pyroxenführende (Enstatit und Augit) vor. Die letzteren sind recht reichlich vertreten und führen zu typischen Enstatitporphyriten hinüber. Die Grundmassen bestehen meistens aus Feldspathleisten mit oft kaum nachweisbarer, oft reichlicher Glasbasis, in welcher dann auch öfters eine zweite Augitgeneration vorhanden ist. Es finden sich jedoch auch die übrigen beschriebenen Structurformen. Die Menge der Eisenerze ist stets recht unbedeutend.

Auch die „schwarzen Porphyre" des Luganer Sees gehören zu den Porphyriten, und zwar finden sich nach den in ihnen vorkommenden Mineralcombinationen Quarzhornblendeporphyrite, Glimmer-

und Hornblendeporphyrite unter ihnen, in denen allen gelegentlich ein Pyroxenmineral mehr oder weniger reichlich vorkommt. Die Bestimmung der eisenhaltigen Gemengtheile wird durch den hochgradigen Verwitterungszustand derselben bedeutend erschwert und ist oft nur aus der Form der Durchschnitte möglich. Die Feldspatheinsprenglinge scheinen herrschend Oligoklas zu sein; doch kommt daneben wohl auch Orthoklas vor. Die Structur bietet sämmtliche beschriebenen Modificationen, und zwar so, dass in den saureren quarzhaltigen Abarten die bald secundär allotriomorph-, bald primär panidiomorph-körnige (HARADA hebt die dihexaëdrische Form des Grundmassequarzes gebührend hervor) Ausbildung oder felsophyritische Entwicklung herrscht, während die kieselsäureärmeren Gesteine eine wesentlich aus Feldspathleistchen (mit oft erkennbarer Zwillingsstreifung) bestehende Grundmasse mit schmalen Glashäutchen besitzen. Dieser ist kurzrectangulärer, ungestreifter Feldspath in örtlich wechselnder Menge, auch wohl Quarz beigemengt; der Wechsel in dem Gehalt an diesen Substanzen gegenüber den Feldspathleisten ist oft ein recht rascher und schlierenförmiger. Zwischen die um so deutlicher fluidal geordneten Feldspathleisten, je weniger ihnen Quarz und Orthoklas beigemengt ist, drängt sich ein kryptokrystallines, wohl aus Quarz und Feldspath bestehendes Aggregat und Mikrofelsitsubstanz ein, welche local an Menge bis zum Verschwinden der Feldspathleisten zunimmt. Hiermit ist auch wohl eine starke Abnahme der Einsprenglinge verbunden. Eine nahezu hypidiomorph-körnige Facies fand HARADA im Quarzporphyrit von Campione. Es geht aus HARADA's Schilderung der Verhältnisse zwischen Melide und Ciona, am Monte Arbostoro, bei Bissone und Maroggia und zwischen Melide und Carona hervor, dass der Wechsel in der Structur in einer Beziehung zu der Nähe oder Entfernung der Abkühlungsflächen stehe, wenn auch dieser Zusammenhang nicht in Strenge nachgewiesen wurde. Mandelstructur wurde an der Oberfläche der hier aus einem fluidalstruirten Felsophyrit bestehenden Decke bei Carona, pseudosphärolithische Quarz-Orthoklas-Verwachsungen als jüngste Bildung in dem erstarrenden Magma an der Chaussee von Melano nach Rovio bald nach Überschreitung des Sovaglia-Baches westlich des ersten grossen Granophyrgangs beobachtet.

Biotitreiche Hornblendeporphyrite von der Wilhelmsleite und dem Abhange des Hirschkopfes, S. von Manebach in Thüringen, erwähnt LAUFER (Z. D. G. G. 1876. XXVIII. 45).

Enstatitporphyrite sollen alle solche Porphyrite genannt werden, in denen irgend ein rhombischer Pyroxen unter den Einsprenglingen vorherrschend als eisenhaltiger Gemengtheil vorkommt. Wie oben betont, stellen diese Gesteine die Ergussformen gewisser Glimmer- und Augitdiorite dar, trotzdem die einsprenglingsartig vorhandene Mineralcombination auf eine Analogie mit noritischen Tiefengesteinen hinzudeuten scheint. Das hier hervorgehobene Verhältniss wird erwiesen durch die geologische Verknüpfung der zuerst ausführlich untersuchten und von Teller und v. John* beschriebenen Enstatitporphyrite der Klausener Gegend als Rand- und Effusivfacies der auch scheinbar noritische und quarznoritische Abarten entwickelnden Quarzglimmerdiorite desselben Gebiets (cf. S. 231). Als allgemein verbreitete Eigenthümlichkeiten dieses Porphyrittypus wäre es zu betonen, dass trotz oft bedeutender Acidität bisher weder unter den Einsprenglingen noch in der unveränderten Grundmasse Quarz in bemerkenswerther Menge als ursprünglicher Gemengtheil bekannt ist, sondern fast stets absolut fehlt; dass der rhombische Pyroxen fast allenthalben von monoklinem Augit des Diopsidtypus begleitet wird, während Biotit und Hornblende an den meisten Localitäten durchaus fehlen, niemals eine grössere Bedeutung gewinnen, und dass im Gegensatz zu den Aequivalenten der neovulkanischen Reihe der rhombische Pyroxen meistens eisenarm zu sein scheint.

Die Enstatitporphyrite sind typisch porphyrische Gesteine und wo sie bisher in frischem Zustande aufgefunden wurden, sind ihre Grundmassen hypokrystallin und enthalten in deutlichster Erscheinung eine wasserreiche Glasbasis (Pechsteinglas), deren Farbe um so tiefer braun ist, je grösser ihre Menge; in geringer Quantität wird sie gelb bis fast vollkommen farblos. Diese Basis verliert durch Verwitterung Wasser und wird zu einem allotriomorphkörnigen, kryptokrystallinen Aggregat, welches als ein durch chloritische Substanzen grün, durch Limonit braun bis roth gefärbtes Gemenge von Feldspath und Quarz oder von Feldspath angesehen werden muss.

Als einen typischen Repräsentanten dieser Gesteinsform kann

* Zuerst beobachtet und nach Mineralbestand und Structur richtig erkannt wurde dieser Typus vom Verf. unter den linksrheinischen Melaphyren. Man vergl. Mikr. Phys. II, 1. Aufl., 384, wo diese Gesteine mit ungebührlicher Betonung des Enstatitgehalts und Vernachlässigung der Structur zu den Palatiniten gestellt wurden.

man, von den erwähnten Klausener Vorkommnissen absehend, die von Joh. Petersen und Teall beschriebenen Deckengesteine der Cheviot Hills im oberen Flussgebiet des Alwin an der Grenze von England und Schottland betrachten, welche discordant über silurischen Grauwacken liegen und von untercarbonischen Schichten überlagert werden, die z. Th. aus Conglomeraten der Porphyrite bestehen. Danach gehören diese, von Tuffen und Porphyriten anderer Familien begleiteten Enstatitporphyrite wohl ebenso, wie die benachbarten Porphyrite der Pentland-, Ochil- und Sidlow-Hills, der Eruptivperiode des lower old red in Schottland an. Der Feldspath dieser Gesteine entstand in wenigstens zwei, vielleicht drei verschiedenen Perioden; die Einsprenglinge der ersten Generation, welche stets die Albit-, oft auch die Periklinzwillingsstreifung besitzen, gehören dem Labrador an; sie sind sehr nahezu $Ab_1 An_1$. Zonare Structur und Glaseinschlüsse sind verbreitet. Die schmal und lang oder kurz und breit leistenförmigen, ebenfalls zwillingsgestreiften Feldspathe der zweiten Generation scheinen der fast stets ihrer Längsrichtung parallelen Auslöschung nach Oligoklas zu sein. Sehr schmale ungestreifte und quadratische Querschnitte gebende Mikrolithe von Feldspath bilden vielleicht eine dritte Generation. Chemische Corrosion der älteren Feldspathe ist nicht selten. Die oft im Centrum beginnende Verwitterung der Einsprenglinge liefert Kaolin und Calcit. — Von den Pyroxenen ist der analytisch als Bronzit festgestellte rhombische Pyroxen älter als der Augit, der oft mit ihm parallel verwachsen ist. Die Bronzite verwittern leicht zu Mineralien der Chloritgruppe mit Carbonaten und etwas Epidot; etwas schwieriger erfolgt der gleiche Vorgang bei den Augiten. Die rhombischen Pyroxene sind nur in einer ersten intratellurischen Generation vorhanden, die monoklinen erscheinen ausser dieser in einer jüngeren Generation, welche oft in gegabelten Mikrolithen ausgebildet ist. — Der Apatit, Magnetit und Eisenglanz, sowie etwas Zirkon, bilden die ältesten Ausscheidungen aus dem Magma. Biotit und Amphibol fehlen durchaus; aber der Enstatitporphyrit wird von Gängen eines rothen Glimmerporphyrit durchsetzt. — Auf Klüften und in Mandelräumen des Enstatitporphyrit haben sich Opal, Chalcedon und Chlorit abgesetzt.

Mit diesen Gesteinen der englischen Seite der Cheviots stimmt genau überein ein Vorkommen von Cudden's Tucks in Roxburghshire auf der schottischen Seite, welches ich der Freundlichkeit des Herrn Peach in Edinburgh verdanke. —

Eine etwas andere Form der Enstatitporphyrite stellen die von Durham und Judd beschriebenen, ebenfalls devonischen oder höchstens carbonischen Vorkommnisse der Gegend von Newport in Fifeshire dar; Durham meint, sie bildeten necks, während Judd sie für Ströme ansieht. Die Structur ist ähnlich derjenigen mancher Basalte. In einer oft nahezu holokrystallinen Gesteinsmasse aus fluidal geordneten Plagioklasleisten liegen Krystalle und Körner von verhältnissmässig viel Augit und weniger Enstatit. Die Gesteinsbasis bildet nur schmale Streifen zwischen den Feldspathleisten. Doch hat sich auch hier die normale Structur gelegentlich entwickelt; die Grundmasse stellt dann einen glasgetränkten Mikrolithenfilz dar, wie bei den typischen Andesiten. Die Augite sind in zwei Generationen ausgebildet, Feldspatheinsprenglinge von intratellurischem Ursprung fehlen durchweg. Der übrige Mineralbestand ist wie allenthalben. Accessorisch wird Biotit erwähnt.

Die von Watts beschriebenen Enstatitporphyrite der Breidden Hills scheinen nicht frisch zu sein. Die Grundmasse besteht offenbar vorwiegend aus Feldspath und scheint derjenigen der secundär devitrificirten Cheviotgesteine zu entsprechen. Die Einsprenglinge sind Plagioklas, Bronzit und Augit, spärlich Hornblende und ausnahmsweise Biotit. Diese Porphyrite treten in Verbindung mit Tuffen und cambrischen Schiefern am Moel y Golfa zwischen Shrewsbury und Welschpool auf. Nach der Abbildung bei Lapworth und Watts (l. c.) haben diese Gesteine mehr die Structur der Labradorporphyrite.

Mit den Cheviotgesteinen durchaus idente Ausbildungsformen der Enstatitporphyrite sind in dem obercarbonischen sogenannten Grenzlager des Nahegebietes, und zwar vorwiegend in der mittleren Abtheilung desselben nach Lossen recht verbreitet. Dieselben scheinen hier eine vermittelnde Stellung zwischen Glimmer- und Hornblendeporphyriten einerseits, Augitporphyriten und Melaphyren andererseits einzunehmen. Dem entspricht das Auftreten enstatit- und augitführender Glimmerporphyrite, wie oben erwähnt, und das Schwanken zwischen den relativen Mengen von Augit und Bronzit, sowie das accessorische Eintreten von Olivin nach der andern Richtung. Recht häufig ist in diesem Gestein die nesterartige Cumulation der älteren intratellurischen Einsprenglinge, die beinahe vollständige Auskrystallisation der Grundmasse zu einem glasdurchtränkten Mikrolithenfilz. Bei den bisher erwähnten Vorkommnissen nicht beobachtet ist die Entwicklung einer fast rein hypidiomorph-

körnigen Structur, so bei Reidscheid an der Strasse nach Oberkirchen. Neben manchen andern Fundorten gehören hierher Gesteine vom Steinernen Mann bei Wolfstein, Waldrand an der neuen Chaussee Lichtenberg-Baumholder, Salzmühle bei Dreisbach an der Saar, Castel bei Prims an der Strasse nach Mettweiler, Reichweiler, Burgsponheimer Mühle, Welschberg, Namborn, Erzweiler Mühle. In den nicht ganz frischen Gesteinen ist der stets wenig intensiv gefärbte, wohl dem Bronzit und Enstatit zugehörige rhombische Pyroxen zu Bastit oder Chlorit, beziehungsweise Serpentin umgewandelt. Das Eisenerz ist vorwiegend Magnetit und nicht gerade sehr reichlich vorhanden. Hierher sind auch wohl die von Leppla aus dem SO.-Hügel des pfälzischen Sattels beschriebenen Porphyrite (Augitporphyrite) zwischen Winnsweiler und Schweisweiler zu stellen. — Ein mehr dem Tholeiit als dem Enstatitporphyrit nahestehendes Vorkommen scheint dasjenige vom Stolzenfels (die Karten geben diese Localität nicht an, benennen aber ein Melaphyrvorkommen als Störzelberg) bei Wolfstein. Plagioklas, Augit und Bronzit mit Ilmenit und Magnetit verweben sich in doleritisch grobem Korn und klemmen einzelne keilförmige Partien einer vorwiegend aus Feldspathmikrolithen und Sphärokrystallen bestehenden Grundmasse zwischen sich ein.

In Thüringen würden nach der Beschreibung von E. E. Schmid dessen Melaphyre (vom Schneidemüllerskopf, bekanntlich der typische Melaphyr von v. Richthofen, u. a. O.) zum Enstatitporphyrit gezogen werden müssen. Die mir bekannt gewordenen Handstücke aus der Ilmenauer Gegend lassen sicher durch Resorption verschwundenen Biotit als ursprünglich vorhanden erkennen. Die Grundmasse ist auch hier ein von Glas durchtränkter Filz von schmalen Feldspath- und Augitmikrolithen mit oft sehr ausgeprägten Fluidalphänomenen. — Eine eigenthümliche Stellung nimmt ein Enstatitporphyrit aus Schacht 23 von Grossörner bei Hettstädt dadurch ein, dass der allerdings fast durchweg zu Bastit und Serpentin gewordene Enstatit anscheinend nicht von Augit begleitet wird. Die an braunem Glase reiche Grundmasse zeigt sehr schöne Fuidalordnung der Plagioklasleistchen.

Auch unter den postgranitischen, N.—S. streichenden, von Lossen Melaphyr, von Streng schwarzer Porphyr genannten Ganggesteinen des Harzes aus der Umgebung von Elbingerode und Wernigerode sind Enstatitporphyrite in vorzüglich schöner Ausbildung und mit mannichfacher Structur recht verbreitet. Durch äusserst kryptomere, wohl secundär allotriomorph-körnige Grund-

masse, in welcher die zierlichsten graubraun durchsichtigen Täfelchen von Titaneisenglimmer liegen, ist ein Vorkommen vom Henkersberge bei Wernigerode, durch hohen Reichthum an sehr frischem Bronzit bei auffallend grobkörnig holokrystallin-porphyrischer Structur sind manche Repräsentanten dieser Gruppe aus dem Mühlenthal bei Elbingerode bemerkenswerth. Die letztgenannten basisfreien Gesteine, in denen der Bronzit auch parallel mit braunem Diabasaugit verwachsen vorkommt, erinnern durch einen Gehalt an freiem Quarz und durch granophyrische Quarz-Feldspath-Aggregate an die Klausener Quarznorite. Andere Handstücke derselben Localität führen eine globulitisch-gekörnelte Basis und sind dann stets quarzfrei. In demselben System von Gangspalten treten sonst Augitporphyrite und olivinführende Augitporphyrite auf.

In losen Blöcken am Wege von Elbingerode nach dem Hainholze (Hasselfelder Weg), 500 m südlich der Stadt, fand Lossen einen reinen Quarzhypersthenporphyrit, der genau den andinischen Hypersthendaciten entspricht.

Michel-Lévy beschreibt diesen Typus aus der Gegend von Figeac, Planiol und Gaillot; er giebt Bronzit auch als Grundmassegemengtheil an.

Endlich begegnen wir dem Enstatitporphyrit unter den basischen Eruptivgesteinen der alpinen Trias. Seiner mineralogischen Zusammensetzung und seiner Structur nach scheint mir hierher jedenfalls ein von Lepsius zu seinem „Nonesit“ gestelltes Deckengestein zwischen Wettersteinkalk und Hauptdolomit am Pass zwischen Monte Cevelino und Monte Scandolara bei Recoaro zu gehören. Die Einsprenglinge sind die normalen, ein wohl zum Labrador gehöriger Plagioklas, Bronzit und grüner Augit nebst Magnetit und Apatit; die Grundmasse besteht aus einer zweiten Generation von idiomorphen Feldspathleisten und Augit und einem secundär allotriomorph-körnigen Aggregat von Feldspath, welches diese und die Einsprenglinge verkittet. — Vielleicht gehört auch hierher der mir nur durch Lepsius' Beschreibung bekannte Nonesit vom Monte Sumano im Tretto bei Schio, welcher in dem gleichen Horizonte auftritt, und ein Vorkommen aus dem Val Mercanti. Diese alpinen Enstatitporphyrite scheinen nicht so sauer zu sein, wie die übrigen und bilden eine vermittelnde Gruppe zwischen den typischen Gliedern dieser Reihe und zwischen enstatitführenden porphyrischen Aequivalenten der Gabbro- und Diabasreihe. — Der Nonesit Lepsius' von der Mendola ist ein normaler Melaphyr.

Nach C. v. John sind die von Bukowski gesammelten und ihrem Alter nach triadischen Eruptivgesteine, die sich von Pastrovicchio über ganz Spizza bis nach Antivari hinziehen, in den untersuchten Proben hyalopilitische bis vitrophyrische Enstatitporphyrite. Ihre Tuffe gehören dem Niveau der Wengener Schichten an.

Rosiwal beschreibt den Typus Enstatitporphyrit und Olivin-Weiselbergit aus dem Cambrium von Tejřovic in Böhmen.

Die **Augitporphyrite** sind sehr viel länger Gegenstand geologisch-petrographischer Untersuchung gewesen, als die Augitandesite, zu denen sie eine vollständige Parallele bilden. Es hat das seinen Grund darin, dass die Augitporphyrite im weitesten Sinne eine grosse Verbreitung in Deutschland, d. h. demjenigen Lande haben, in welchem petrographische Untersuchungen von jeher eifrig cultivirt wurden. Wir begegnen den Augitporphyriten in dem hier damit verbundenen Sinne in den Ergüssen der Culm-, Carbon- und Permformation, und je nachdem diese Formationen ungestört liegen, oder mehr oder weniger stark gefaltet sind, ist der Habitus chemisch sonst ganz gleicher Gesteine ein sehr verschiedener. So kommt es, dass man eine Reihe von Typen unterschieden hat, die stofflich sehr nahe verwandt und nur habituell unähnlich sind. Was hier als Augitporphyrit zusammengefasst wird, ist zum grössten Theile eingeschlossen in dem Melaphyr der älteren Petrographie. Es hat z. Th. zur Fixirung des alten Melaphyrbegriffs gedient. Die Unmöglichkeit genauerer Mineralbestimmungen vor Einführung des Mikroskops bedingt es, dass sehr Heterogenes zusammengefasst wurde. Als dann mit der mikroskopischen Methode eine sichere Diagnose des Mineralbestandes gegeben war, hat man diese als classificatorisches Moment vielfach überschätzt und die chemische Constitution über Gebühr vernachlässigt, ein Unrecht, dessen ich mich selbst in dieser Gruppe schuldig gemacht habe. Hier haben nun besonders Lossen's Untersuchungen im Saar-Nahe-Gebiet auf den richtigen Weg zurückgeführt. Ich wiederhole, um Irrthum auszuschliessen, die Bestimmung des Augitporphyritbegriffs dahin, dass ich darunter diejenigen palaeovulkanischen Effusivformen dioritischer Magmen (H. R., Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. T. M. P. M. 1889. XI. 144) verstehe, welche durch die Einsprenglingscombination eines Kalknatronfeldspaths mit Augit

charakterisirt sind ohne Rücksicht darauf, ob sie Olivin führen oder nicht. Die Augitporphyrite wiederholen alle die Verhältnisse, welche die Augitandesite zeigen und weisen wesentlich nur solche Unterschiede von denselben auf, wie sie durch hohes geologisches Alter und die damit verbundenen Vorgänge bedingt erscheinen.

Was in der älteren Literatur Augitporphyrit heisst, gehört zum allergrössten Theile zu den Melaphyren, d. h. zu palaeovulkanischen Ergussformen von Gabbromagmen.

Den Charakter der hyalopilitischen und pilotaxitischen Augitandesite wiederholt bis zu absoluter Ununterscheidbarkeit ein von mir als Weiselbergit bezeichneter Typus, welcher deckenartig im Rothliegenden des Saar-Nahe-Gebietes, und zwar nach Lossen in der mittleren Zone dieser grossen Effusivmasse auftritt. Bei normaler Ausbildung liegen spärliche intratellurische Einsprenglinge von glasigem Plagioklas und hellgrünem Augit, der bisweilen von vereinzelten Bronzitkryställchen begleitet wird (Auf der Platt bei Aulenbach) nebst etwas Eisenerz und Apatit in einer hyalopilitischen Grundmasse (Taf. IV Fig. 1). Der Augit hat oft einen schwachen Pleochroismus, ähnlich demjenigen der Hypersthene. Die Einsprenglinge aggregiren sich gern zu Gruppen und Nestern und sind oft zerbrochen. Die Menge der einsprenglingsartigen Feldspathe und besonders der Pyroxene kann so gering werden, dass sie einzelnen Präparaten vollkommen fehlen (östlich von Börnershof bei Namborn). Die Grundmasse besteht aus zahllosen, schmal leistenförmigen, zwillingsgestreiften, oft gabelförmig endenden, auch wohl trichitisch gebogenen Feldspathleistchen in häufig fluidaler Anordnung und reichlichen idiomorphen Augitsäulchen, an welche sich gern Magnetitkörnchen ansetzen, in einer bräunlichen bis gelblichen Glasbasis. Wo in dieser Glasbasis eine dritte krystallitische Generation von Augit in mancherlei Wachsthumsformen entwickelt ist, bleicht sie sich zum graulich Gelben oder wird ganz farblos. Sie ist stets globulitisch gekörnelt, die Gobulite sind bräunlich durchscheinend und um jeden Globulit, wie um die jüngeren Augite, findet sich ein gebleichter Wachsthumshof, der bezeichnenderweise nicht um die intratellurischen Augite wahrnehmbar ist. Zur Zeit ihrer Entstehung war das Magma eben noch hinreichend flüssig, um durch Diffusion locale Substanzveränderungen auszugleichen. Eine schlierige Verwebung dieses Glaskittes mit mikrofelsitischen Strähnen kommt gelegentlich vor.

Durch weitgehende krystalline Differenzirung der Glasbasis verdichtet sich der Mikrolithenfilz mehr und mehr bis zur fast oder ganz vollständigen Verdrängung derselben. Die Structur geht dann in die pilotaxitische über. Gesteine dieses Typus finden sich, um einige Beispiele zu erwähnen, am Weiselberge bei Oberkirchen, ¼ Stunde von Freisen am Wege nach Hahnweiler, Feldweg vor dem Walde 10 Minuten SW. Roschberg, linke Thalseite östlich von Bornerhof, südlich von Eckersweiler am Waldrande, Auf der Platt bei Aulenbach, bei Niederbrombach (hier mit kugliger Absonderung und variolitischer Ausbildung), Piusweiler u. a. O.

Der Weiselbergittypus tritt auch olivinhaltig in den Olivin-Weiselbergiten auf, doch wird der Olivingehalt nirgends beträchtlich und es ist charakteristisch, dass Bronzit vicariirend für den Olivin erscheint, und dass mit zunehmender Menge des nur einsprenglingsartig auftretenden Olivins die Menge des Augits, sowohl in den Einsprenglingen, wie in der Grundmasse entschieden abnimmt. Es können zuletzt recht augitarme Gesteine sich entwickeln. Die Bildung des Olivin erfolgt unmittelbar nach derjenigen der Erze (Magnetit) und des Apatit, geht derjenigen des eventuell vorhandenen Bronzit und Augit voraus. Soweit nicht Corrosionsphänomene eintreten, ist der Olivin vollkommen idiomorph. Die Grundmasse, deren Menge gegenüber den Einsprenglingen stets eine recht überwiegende ist, hat durchaus denselben Charakter, wie in den olivinfreien Gesteinen. Die Menge der Glasbasis kann bis auf schwer nachweisbare Häutchen abnehmen oder ganz verschwinden. Die Structur des Gesteins ist also meist eine hyalopilitische, seltener eine pilotaxitische. Bei holokrystalliner Differenzirung derselben wird sie nie hypidiomorph-, sondern panidiomorph-körnig. Die intratellurischen Einsprenglinge können bis auf die Erze, den Apatit und Olivin mehr oder weniger fehlen (Kreuznach), selbst die Bildung des Olivin kann in seltenen Fällen auf die Effusionsperiode beschränkt werden (Landeshut) und dieses Mineral ist dann schwer vom Augit zu unterscheiden. — Als accessorischer Gemengtheil ist Biotit in Einsprenglingen gelegentlich reichlich vorhanden. — Fluidale Anordnung der Grundmasse-Feldspathe ist sehr verbreitet. — Die Olivine sind oft stark zersetzt und nicht nur in Serpentin, sondern auch im Gemenge aus Carbonaten mit Limonit und Quarz oder Chalcedon, wie es scheint auch hie und da in Talk umgewandelt.

Hierher rechne ich von den Melaphyren des sog. Grenzlagers

im Rothliegenden des Saar-Nahe-Gebiets die Vorkommnisse auf dem Wege von Bosen nach Schwarzenbach, 20 Minuten von ersterem Orte (nur Olivin ist in älterer Generation, Augit, Bronzit und Feldspath in jüngerer Generation vorhanden), NW. von Thallichtenberg, Weg von Berschweiler nach Rohrbach, Dreisbach, Holzmühle bei Limbach, Bornerhof am Bahnübergange zwischen St. Wendel und Türkismühle, an der Brücke unterhalb Sötern, Steinerne Hecke links am Wege von Bosen nach Schwarzenbach, am Ausgang von Schwarzenbach nach Braunshausen, zwischen Körborn und Baumholder (neben Magnetit auch Haematit vorhanden, wohl etwas Orthoklas in der Grundmasse), 5 Minuten W. von Reidscheid u. a. m.

Mandelsteinstructur ist nicht gerade häufig, aber doch nicht ungewöhnlich. Die Mandeln sind gern langgezogen. Ganz frei von Einsprenglingen erscheint dieser Typus bei Kirn mit basisarmer hyalopilitischer Structur. — Übergänge in vitrophyrische Formen kommen mehrfach vor, doch ist die Basis allenthalben mehr oder weniger mikrolithenreich.

Das stofflich Charakteristische des Weiselbergittypus liegt in der hohen Acidität der Grundmasse, der geringen Menge an alkalischen Erden und dem starken Herrschen des Natrons unter den Alkalien. Indessen fehlen auch nicht kalireichere Formen.

Der Weiselbergittypus kommt unter den niederschlesischen Melaphyren der Gegend von Landeshut, und auch hier zusammen mit Weiselbergiten und Enstatitporphyriten vor. Fast oder ganz einsprenglingsfreie Formen scheinen verbreitet zu sein. Braune Hornblende erwähnt Coleman aus Melaphyr von Waldenburg. Der von demselben Verfasser aus dem Melaphyr vom Rosenthal bei Johannisberg angegebene Quarz in rundlichen Körnern mit radialgestellten Kränzen von zersetztem Augit und frischerem Amphibol dürfte doch wohl fremder Einschluss sein. Sehr glasreich wäre der geologisch mit den echten Melaphyren verknüpfte Weiselbergit von der Goldspitz bei Schönau; doch stimmt Analyse und specifisches Gewicht nicht ganz mit der Beschreibung.

Soweit mir Proben vom Netzberg, Thierathal, Hohenstein, Rabenkopf und Wiegersdorfer Thal bekannt wurden, gehören auch die oft beschriebenen Ilfelder Melaphyre entschieden zum Weiselbergit-Typus. Sie sind im Ganzen olivinarm, dagegen nicht selten reich an Bastit, der aus rhombischem Pyroxen hervorging, gelegentlich auch Biotit-führend. Die nahe Beziehung zu dem Weiselbergit giebt sich auch dadurch kund, dass gelegentlich schlierenartige

Verwebung einer gelblichen Mikrofelsit-ähnlichen Basis mit normaler Glasbasis vorkommt (Wiegersdorfer Thal). Recht charakteristisch ist die Armuth an Feldspatheinsprenglingen und die nach (100) tafelförmige Gestalt der Augite. — Nach Wolff's Beschreibungen könnten die oft biotitreichen Melaphyre vom Eberhaidekopf, Reisigenstein, Schörtekopf, Finsterleite und Loibesberg bei Kleinschmalkalden in Thüringen diesem Typus nahestehen. In der Nähe der Stollnbachswand an der Strasse nach Friedrichsrode beobachtete Wolff an der Grenze vom unteren Rothliegenden und Melaphyr einen kuglig abgesonderten Kohlensandstein, dessen eigenthümliche Structur der Einwirkung des Melaphyr zugeschrieben wird. Die Structur der Ilfelder Melaphyre ist durchweg hyalopilitisch, diejenige der genannten thüringischen Vorkommnisse lässt sich nicht mit voller Sicherheit aus der Beschreibung erkennen; die mitgetheilten Analysen stimmen nicht recht mit der Beschreibung.

Aus der Literatur ist der Weiselbergittypus deutlich wiederzuerkennen in den älteren Augitporphyriten des Flechtinger-Neuhaldenslebener Höhenzuges, NW. Magdeburg, nach Klockmann, während die jüngeren Augitporphyrite des Gebietes sich dem Labradorporphyrittypus sehr zu nähern scheinen.

Nach Szadetzky kommt er bei Torockö in Siebenbürgen vor. — Auch unter den von O. Nordenskiöld beschriebenen präcambrischen Ergüssen im Gebiet von Elfdalen tritt er auf.

Hobson beschreibt von Ballystrasna in Limerick, Irland, einen Vitrophyrit mit Ausscheidungen von Augit, Magnetit und wenig Biotit, der unter dem Kohleschiefer gefunden wurde, als **Augitit**. Da E. Hull in einer älteren Beschreibung des Gesteins Feldspathkrystalle erwähnt, so könnte wohl ein dem Verit und Sanukit entsprechendes Glied der Augitporphyrite vorliegen.

Zu den Olivin-Weiselbergiten gehören nach Milch und C. Schmidt die meisten Kärpf-Melaphyre der Glarner Doppelfalte, zumal im Bereich des Gandstock. Der Olivin derselben ist theils zu farblosem, eisenarmem und schwach doppelbrechendem, theils zu eisenreichem braunem, stark doppelbrechendem und pleochroitischem Serpentin geworden. C. Schmidt nennt das Mineral Bastit. Bei der Zersetzung wird die Glasbasis durch Limonit verdrängt, so dass man Feldspathleistchen in einer Limonitgrundmasse hat. Die ursprünglichen Mandelräume sind mit einheitlichen Carbonatkrystallen, mit Chlorit und besonders gern mit Sericit erfüllt. Bald ist nur eines, bald mehrere oder alle diese Mineralien in einer

Mandel vorhanden. Der Gebirgsdruck hat zunächst und wesentlich die Mandelausfüllungen beeinflusst; sie sind gestreckt und gebogen und die Carbonate zeigen Krümmung der Spaltflächen und Zwillingslamellen in oft sehr hohem Grade. Die Streckung der Mandeln geht parallel der linearen Streifung auf dem Hauptbruch des geschieferten Gesteins; dazu senkrecht tritt eine subparallele Klüftung (longrain?) stark hervor. Diese gewinnt in einem Falle die Herrschaft und hier ist die Streckung der Mandeln senkrecht zur linearen Streifung des Hauptbruchs. — Am SW.-Abhang des Berglihornes ist ein etwas schiefriger, röthlich violetter Olivin-Weiselbergit aus abwechselnd roth und dunkelvioletten Zonen, denen spärlich und schmal graue Zonen zwischengeschaltet sind, zusammengesetzt. Die Olivineinsprenglinge sind platt und verdrückt; die das Gestein wesentlich aufbauenden Feldspathleistchen (sie gehören nur einer Generation an) sind trotz ihrer mikroskopischen Dimensionen stark durch den Gebirgsdruck verändert; sie zeigen undulöse Auslöschung und Druckzwillingslamellirung. Die vorherrschenden violetten Gesteinslagen bestehen aus Eisenhydroxyd, Epidot und Sericit. Tritt das Eisenhydroxyd zurück, so entstehen grüne Gesteinslagen. In diesen sind die Feldspathe parallel geordnet durch den Druck und das Gestein dadurch schiefrig. Ihre Zusammensetzung und Structur würde nur unsicher an eruptive Bildungen erinnern, während in den rothbraunen Zonen die Weiselbergitstructur noch wohl erkennbar ist. — Am Panix-Pass treten Gesteine auf mit rothen und weissen, stark gefältelten Bändern. Unter dem Mikroskop wechseln schmale erzreiche und Feldspath-Sericit-reiche Zonen miteinander ab. An einigen Stellen, besonders in den Muldenkernen bilden die Erzpartikel nicht parallele Streifen, sondern zusammen mit Epidot- und Titanitkörnerhäufchen unregelmässige Züge, zwischen denen Feldspath und Sericit untermengt mit Epidot und Titanit liegen. Andere Theile des Gesteins bestehen wesentlich aus Carbonaten und Stengelquarz; das Carbonat füllt alte Mandelräume, der Quarz bildete sich auf Klüften. So entsteht schliesslich ein lagenförmig gebauter Schiefer aus Carbonat-Quarzlagen und Feldspath-Sericit-Epidotaggregaten, der nicht mehr an ein Eruptivgestein erinnert.

Ähnliche Vorgänge der Dynamometamorphose beschreibt Milch an den Naviten und Tholeiiten des Verrucano.

Von ähnlicher Acidität wie der Weiselbergit, aber reicher an Magnesia, ärmer an Eisenoxyden und z. Th. mit mehr Kali

als Natron unter den Alkalien sind gewisse Augitporphyrite vom Remigiusberg und Diedelkopf bei Cusel. Ihre Structur ähnelt einigermaassen derjenigen der Labradorporphyrite; bei typisch porphyrischer Entwicklung haben sie panidiomorph-körnige Grundmassen, in denen neben zwillingsgestreiftem Plagioklas sehr reichlich kurzrectanguläre Durchschnitte von ungestreiftem Feldspath (Orthoklas) in beträchtlicher Menge vorkommen. Die Structur geht gelegentlich aus der porphyrischen in eine panidiomorph-körnige und andererseits in eine typisch pilotaxitische mit allerdings meist kurzen Feldspathleistchen über. — Biotit ist in kleiner Menge accessorisch vorhanden, gelegentlich auch braune Hornblende. Quarz und granophyrische Quarz-Feldspathaggregate treten nicht selten in diesen Gesteinen in untergeordneter Menge als Füllmasse in den Feldspathzwickeln auf. Hypokrystalline Grundmassen mit geringen Mengen einer Glasbasis scheinen nach Leppla's Darstellung besonders randlich vorzukommen. Der Augit ist grösstentheils zu Uralit und Chlorit umgewandelt; der Feldspath wird durch Verwitterung gern röthlich. Man könnte diese Vorkommnisse, welche am Remigiusberg bei Cusel einen Intrusivlagergang bilden, Cuselite nennen.

Lossen, der diesen Typus in weiter Verbreitung im Saar-Nahe-Gebiet als Intrusiv-Massen in Gangform nachwies, stellte ihn zu den Kersantiten und nannte speciell das Cusel-Gestein einen „glimmerarmen Augit-Kersantit". Lossen irrt, insofern er diese Gesteine mit den structurell ganz andersartigen Kersantiten parallelisirt, aber er hat wohl Recht, wenn er sie von den Ergussgesteinen trennt. Sie wurden zunächst noch hier aufgeführt, weil weitere Untersuchungen noch über ihre wirkliche Bedeutung und Stellung werden Aufklärung verschaffen müssen. — Sollte mit diesem Cuselit verwandt sein ein von Harker beschriebenes Gestein, von welchem der Ref. in L. J. 1890. II. -262- sagt: „Enstatit-Dolerite (= Diabase) von Penmaen-mawr, welche den Feldspath in drei Generationen, in grossen Tafeln, schmalen Leisten und endlich in mit Quarz gemengten Körnern in der Grundmasse enthalten; der letztere ist wahrscheinlich Orthoklas, z. Th. auch mit Quarz mikropegmatitisch verwachsen. Diese Gesteine bilden Übergänge in Andesite, welche auf der Halbinsel Lleyn z. Th. als echte Lavaströme, z. Th. als kleine Stöcke, letztere auch bronzitführend, vorkommen."

Ihre nächsten Verwandten haben diese Cuselite in gewissen granophyrisch struirten Quarzdiabasen.

Nach Lossen gehören hierher die Intrusivlagerstöcke von Spiemont und Bosenberg bei St. Wendel, die Gänge von der Labach-Grube bei Werschweiler, vom Steinhübel zwischen Hoof und Osterbrücken, von Gronig, bei Winterbach zwischen St. Wendel und Tholey, ein Intrusivlager am Litzelkopf bei Buhlerberg unfern Birkenfeld u. a. O. — Auf Blatt Freisen beschreiben Grebe, Leppla und Roth den Cuselit in langen schmalen Gängen und Lagern, grau, theils feinkörnig, theils porphyrisch durch Einsprenglinge von Plagioklas, chloritisch umgewandelten Augit und wenig Biotit, bald fluidal, bald diabasähnlich gefügt. — Ein Lager, welches in den Steinbrüchen südlich Pfeffelbach aufgeschlossen ist, erweist sich in seinen tieferen Theilen kersantitisch, in seinen mittleren Theilen mehr diabasähnlich, oder auch durch Plagioklas und Orthoklas porphyrisch. Die chemische Zusammensetzung der hierher von der preussischen geologischen Landesanstalt gerechneten Gesteine schwankt in sehr weiten Grenzen. Manche Analysen haben einen geradezu keratophyrischen Charakter.

Leppla machte interessante Mittheilungen über die Contactphänomene, welche in und um Einschlüsse von Kalkstein, Schiefern, Thonen und Sandsteinen in diesem Cuselit vom Remigiusberge sich entwickelten. In der unmittelbaren Nähe der Kalkeinschlüsse sind die Feldspathe des Cuselit oft gleichmässig braun gefärbt und das Gestein ist erfüllt mit lebhaft grünem Augit und mit Titanit, welcher fast stets einen intensiv braunen Hof wahrscheinlich von Eisenoxyd hat. Der Kalkstein ist erfüllt mit demselben grünen Augit in sehr kurzen gedrungenen Kryställchen, dessen Menge mit der Entfernung vom Contact rasch abnimmt, während ihre Grösse wächst, mit doppelbrechendem Granat, der nie unmittelbar am Contact liegt, mit vereinzelten nesterförmigen Gruppen von Enstatit, nicht gerade reichlichem Titanit in Krystallen ohne Eisenoxydhöfe und anderen nicht sicher zu bestimmenden Substanzen. Auch in den Schiefereinschlüssen hat eine Augitbildung und in manchen glimmerführenden Fragmenten eine fleckschieferähnliche Pigmentanhäufung in Knötchen oder Bändern stattgefunden. Auch variolitische Bildungen, die durch einen Gehalt an Rutil interessant sind, erwähnt Leppla.

Als Labradorporphyr oder richtiger als Labradorporphyrit bezeichnet man ein Lagergestein im vogesischen Culm z. B. der Gegend von Gebweiler, welches zuerst eingehend von Delesse in den Vorkommnissen von Belfahy (Haute-Saône), Giro-

magny und Le Puix unfern Belfort beschrieben und von E. de Beaumont Melaphyr genannt wurde. Die normalen Typen zeigen in einer dichten, grünlichen oder bräunlichen Grundmasse Plagioklaseinsprenglinge, die der Labrador-Reihe angehören, im frischen Zustande wasserhell und glasglänzend, unfrisch meistens grünlich und wachsglänzend sind, und daneben kleine, dunkelgrüne Einsprenglinge eines monoklinen, thonerdearmen Augits von hellgrüner, oft kaum merklicher Farbe im durchfallenden Lichte, selten vereinzelte, zu Serpentin oder einem Gemenge von Carbonaten und Limonit gewordene Olivine. Diese Gesteine liefern eine bunte Varietätenreihe, makroskopisch durch die sehr wechselnden Mengenverhältnisse von Einsprenglingen und Grundmasse, durch die sehr verschiedene Grösse der Feldspatheinsprenglinge, durch das Auftreten der Mandelsteinstructur und mikroskopisch durch die sehr verschiedenartige Ausbildung der Grundmasse. Sie spielen einerseits hinüber in die Spilite, andererseits in die Diabasporphyrite und sind im normalen Zustande echte Augitporphyrite mit hypokrystalliner Grundmasse. Wenn frisch, so sind die Plagioklase glasig, oft zonar gebaut und reich an Schlacken- und Glaseinschlüssen; bei Zersetzung werden sie trübe durch Kaolin- oder Glimmerbildung, scheiden Calcit aus und füllen sich mit grünen chloritischen Schüppchen und Sphärokrystallen, die z. Th. vielleicht aus den ursprünglichen Interpositionen gebildet, z. Th. in Lösungen zugeführt wurden. — Älter als die Plagioklase sind die im Ganzen spärlichen, scharf idiomorphen, oft Glaseier führenden Augiteinsprenglinge, neben denen gelegentlich etwas rhombischer Pyroxen, meist in Umwandlung zu Bastit, und braune Hornblende, wohl auch einmal Biotit vorkommt. Noch älter ist der accessorische Olivin und die frühesten Ausscheidungen des Magmas sind die Eisenerze, herrschend wohl Magnetit, und Apatit. Letzterer ist nicht selten bräunlich gefärbt und schwach pleochroitisch, dabei in dicken, kurzen Säulchen ausgebildet. Zirkon kommt nur selten vor. Die Grundmasse besteht zunächst aus einer zweiten, mikrolithischen Generation von Augit und kurz leistenförmigem Plagioklas, welchem mehr oder weniger reichlich mehr oder weniger quadratische Feldspathdurchschnitte beigemengt sind, welche nach Untersuchungen von Osann kalireich und wohl Orthoklas sind. Dazu gesellt sich endlich ein schwach gelbliches bis bräunliches Glascäment in wechselnder, nie sehr bedeutender Menge. Durch Verschwinden dieser Basis entstehen holokrystalline und panidiomorphe Grundmassen von einer

mikroskopisch oft bedeutenden Korngrösse. Ausnahmsweise nimmt die holokrystalline Grundmasse auch diabasisch-körnige Structur an. Diesen gewiss primären holokrystallinen Grundmassen stehen andere gleichfalls holokrystalline, aber meistens sehr kryptomere allotriomorph-körnige Grundmassen gegenüber, die ich als secundär, aus ursprünglicher Glasbasis durch Zerfall entstanden ansehen möchte. — Die Mandeln, welche nicht allzu selten in diesen Labradorporphyriten vorkommen, sind normal mit Calcit und Chlorit oder Delessit erfüllt, denen sich auch wohl Epidot zugesellt. Interessant ist die Ausfüllung solcher Mandeln mit einem einzigen Delessit-Sphärokrystall, dessen Interferenzkreuz, von positivem Charakter, die Mandel in vier vollkommen regelmässige Quadranten theilt (Vescemont bei Giromagny).

Nun kommen auch in diesen vogesischen Labradorporphyriten deutliche Spuren dynamometamorpher Einwirkungen vor. Klüfte von mikroskopischer Breite durchsetzen das Gestein nach allen Richtungen, durchqueren die Gemengtheile und verwerfen die Bruchstücke derselben und die Mandelränder gegen einander um winzige Beträge. Diese Klüfte sind bald mit Strahlstein, bald mit Quarz, selten mit einem Gemenge von Quarz und Albit (Le Mugny) erfüllt. Bisweilen lässt sich sicher feststellen, dass die Quarztrümer jünger sind als die von ihnen verworfenen Strahlsteintrümer (St. Maurice). Die Plagioklas- und Augiteinsprenglinge zeigen Zertrümmerungen; die Plagioklase sind in solchen Vorkommnissen z. Th. in Sericit, die Augite fast stets zu Uralit (parallele Amphibolsäulchen) oder Pilit (filzartig unregelmässig verwobene Amphibolsäulchen) geworden, in der Grundmasse begegnet man dem Aktinolith statt des Augits. Auch deutliche Quetschzonen, welche aus adinolähnlichen, kryptomeren Aggregaten bestehen, werden entwickelt und es finden sich nesterartige Massen derselben Substanzen, unter denen ein wasserheller, zwillingsgestreifter Feldspath wohl Albit sein dürfte. Die Mandeln solcher Gesteine enthalten dann gern Epidot (dieser zeigt sich in zierlichen Sphärokrystallen bei Rupt und in einem südportugiesischen Vorkommen) und Aktinolith mit oder ohne Quarz, auch wohl Prehnit in radialstrahligen und blättrigen Massen, so in einem analogen Vorkommen von Cressy-sur-Somme im Morvan.

Auch C. v. John beschreibt beide Typen aus denselben Gegenden Persiens, so aus dem Keretsch-, Tschalus-, Talar- und Dschedscherud-Gebiet. An einzelnen dieser Localitäten und am west-

lichen Alburs treten überdies Melaphyre auf, nach welchen hin ja auch der Olivingehalt so mancher Labradorporphyrite weist.

Hierher glaube ich auch die von G. Stache und C. v. John beschriebenen Labradorporphyrite aus dem Gneissphyllit des Zwölferspitzgebiets in Tyrol (Zwölfer-, Elfer- und Zehner-Rücken und Wildkaarboden) stellen zu sollen. Dieselben stehen in allerengstem geologischen Verbande mit sauren Gesteinen, welche die Verfasser zu den Quarzkeratophyren rechnen, wie ja auch im Harz die Keratophyrreihe mit der Diabasreihe geologisch verknüpft ist, und werden von Stache als „Lagerströme" gedeutet. Die Labradorporphyrite finden sich als Einschlüsse in den Quarzkeratophyren. Diese Gesteine enthalten, wie die vogesischen Labradorporphyrite, ausser den normalen Einsprenglingen accessorisch auch braune oder grüne Hornblende, gelegentlich auch Biotit und etwas Quarz, dessen primäre Natur jedoch auch hier fraglich sein dürfte. Die Grundmasse zeigt denselben Wechsel der Ausbildung, doch scheinen hier die holokrystallinen Formen gegenüber den hypokrystallinen, aber stets glasarmen, zu herrschen und Übergänge in hypidiomorphkörnige Formen häufig, solche in spilitische selten zu sein. Hervorzuheben ist die braune Farbe des Augits gegenüber den grünen Pyroxenen der Vogesengesteine. Die Umwandlungserscheinungen sind die normalen. — Sowohl durch den Mineralbestand, wie durch die chemische Zusammensetzung nehmen diese Gesteine eine Zwischenstellung zwischen Melaphyren, der palaeovulkanischen Effusivform der Gabbrogesteine, und eigentlichen Porphyriten, der palaeovulkanischen Effusivform der Diorite, ein. Der Kieselsäure-Gehalt ist im Mittel 55 %, steigt aber bis fast 60 % und sinkt bis 46 %; in den vogesischen Labradorporphyriten liegt er um 54—55 %. Die Verwandtschaft mit den Ortleriten und Suldeniten ist bei den alpinen Vorkommnissen eine unverkennbare.

Durch einen constanten Gehalt an Bronzit zeichnen sich die von Howitt beschriebenen, den Labradorporphyren der Vogesen chemisch und structurell nahe verwandten Gesteine aus, welche lagerartig im Liegenden der mitteldevonischen Buchankalke zwischen dem Snowy und Buchan River und gangförmig zwischen dem Snowy und Murendel River, North Gippsland, Victoria, auftreten. Auch hier kommen mandelsteinartige Varietäten vor und auch hier findet sich die schon von Delesse in den Vogesen betonte Verbindung mit Tuff und breccienartigen Gesteinen. — In demselben Niveau erscheinen am Zusammenfluss des Buchan und Murendel

River dichte Diabase, mit Augiteinsprenglingen, von weit basischerer Zusammensetzung.

Ob bronzithaltige Labradorporphyrite, welche Harker aus den Skiddaw-Schiefern des Cross Fell beschreibt, hierher oder zu den Diabasporphyriten gehören, lässt sich nicht mit Sicherheit angeben. — Dasselbe gilt von den hypersthenreichen Labradorporphyriten, welche Lapworth und Watts vom Moël y Golfa in den Breidden Hills in Süd-Shropshire untersuchten, und von Enstatitporphyriten, die Siepert neben so ziemlich allen Porphyrit- und Melaphyrtypen aus Argentinien geschildert hat.

Rosiwal beschreibt den Labradorporphyrittypus aus dem Cambrium von Tejřovic in Böhmen; die Augitmikrolithe der Grundmasse zeigen eine an Diallag erinnernde Streifung. — Auch der Navittypus tritt hier auf und der melaphyrische Tholeiittypus.

Im Saar-Nahe-Gebiet entspricht dem Labradorporphyrit sehr genau bis auf einen hier constanten Gehalt an Olivin, dessen rothes Umwandlungsproduct dem Gestein einen eigenen Charakter verleiht, eine Gesteinsgruppe, die ich kurz als Navit (Nava = Nahe) bezeichne. Der Olivin der Navite stellt sich in homogenen Pseudomorphosen einer noch nicht genau bekannten Substanz dar, welche Lawson (Bull. of the Dep. of geol. University of California. I. 31—36) in dem von ihm Carmeloit genannten Augitandesit Iddingsit genannt hat und welche vor ihm Iddings (Geology of Eureka District. U. S. geol. Survey Monographs. XX. 388—390) ebenfalls aus Andesiten, nach ihm Ransome (Univ. of Calif., Bull. Dep. of geol. 1893. I. 71) aus Diabas beschrieben hat, nachdem ich auf den eigenthümlichen Vorgang in den Naviten hingewiesen hatte. Dieser Iddingsit hat in aller Strenge die Formen des Olivins, zeigt aber eine glimmerähnliche Spaltbarkeit parallel dem Makropinakoid des Mutterminerals. Ransome macht sehr richtig darauf aufmerksam, dass die Spaltrisse gern klaffen. Die Vertheilung der optischen Elasticität, bezogen auf die Krystallaxen des Olivin, ist $a = \mathfrak{a}$, $b = \mathfrak{b}$, $c = \mathfrak{c}$, die Ebene der optischen Axen also parallel dem Brachypinakoid und senkrecht zur Spaltbarkeit. Die Schnitte ohne Spaltbarkeit, also diejenigen nach (100), lassen ein Axenbild mit sehr kleinem Axenwinkel um eine negative Bissectrix beobachten. Die Lichtbrechung ist gering, die Doppelbrechung stark. Im frischen Zustande ist der Iddingsit grünlichgelb und deutlich pleochroitisch mit tiefgelblichgrüner Farbe für die Schwingungen parallel zur Spaltbarkeit, hellgrünlichgelb für die dazu senkrechten.

Meistens aber hat der Iddingsit Eisenoxyde ausgeschieden und erscheint dann bronzegelb bis blutroth und zugleich stark pleochroitisch zwischen tiefkastanienbraun für c, citronengelb bis gelblichgrün mit geringen Unterschieden für a und b. Der Axenwinkel ist in solchen unfrischen Iddingsiten grösser geworden und es lässt sich dann auch eine etwas fasrige Structur parallel der Prismenaxe oft erkennen. — H. = 2,5; spec. Gew. = 2,839 als Maximum. — Er giebt weniger Wasser im Kolben als Serpentin. Salzsäure zieht aus dem unfrischen Eisen aus und greift den frischen stark an; mit verdünnter heisser Schwefelsäure gelatinirt er, Flusssäure zerstört ihn. Qualitativ wurde Fe, Ca, Mg und Na nachgewiesen, Al fehlt. — Manche älteren Angaben über Pseudomorphosen von Biotit nach Olivin und solche über stark doppelbrechenden braunen Serpentin dürften sich auf Iddingsit beziehen.

Das Charakteristische des Navittypus liegt in der Reichhaltigkeit an Einsprenglingen von Olivin und Plagioklas neben spärlichem Augit (selten auch Enstatit) in einer entweder holokrystallinen oder glasarmen hypokrystallinen Grundmasse, welche vorwiegend aus kurz- und breitleistenförmigen und aus rectangulären bis quadratischen Feldspathdurchschnitten mit verhältnissmässig wenig Augit zweiter Generation (Taf. IV Fig. 3) besteht. Die quadratischen Feldspathdurchschnitte zeigen meistens keine Zwillingsstreifung, der jüngere Augit ist um so mehr idiomorph, je mehr glasige Basis vorhanden ist. Die Menge desselben ist nie gross. Das Eisenerz ist z. Th. Magnetit, z. Th. Ilmenit, während in den Olivin-Weiselbergiten Ilmenit wohl nur recht selten, Eisenerz überhaupt spärlich vorhanden ist. Die an Menge meist unbedeutende Basis von helleren Farben, als in den Olivin-Weiselbergiten, ist oft globulitisch gekörnelt; sie bildet einen Glaskitt für die Grundmassengemengtheile; wo aber die letzteren grössere Dimensionen gewinnen, da wird die Basis auf die Form einer eckigpolygonal eingeschalteten Mesostasis zurückgedrängt und so entstehen Annäherungen an eine Melaphyrform, die Olivintholeiite, welche um so deutlicher werden, je mehr die Einsprenglinge dann ebenfalls neben den sich mächtiger entwickelnden Grundmassegemengtheilen zurücktreten. Merkwürdig oft, ohne dass indessen hierauf Gewicht zu legen wäre, sind die Feldspatheinsprenglinge auf Klüften und Spalten von Haematithäuten durchzogen und dadurch schon für das blosse Auge rothgefärbt. — Mandelsteinstructur ist häufig und es sind die Mandeln gern mit Zeolithen theilweise erfüllt, was bei den übrigen Typen nur selten vorkommen dürfte.

Als normale Repräsentanten dieses Typus seien die Gesteine von Idar, vom Tunnel bei Oberstein, von Hopstaedten, vom Heisterberg an der Bahn zwischen St. Wendel und Türkismühle und von Asweiler genannt. Verbindende Formen zwischen dem Navit und dem Olivin-Weiselbergit-Typus kommen an der Trier-Birkenfelder Chaussee zwischen Sötern und Türkismühle, am Mausemühler Tunnel, an einer Kuppe bei Hof Imsbach rechts am Wege nach Theley, am Ausgange von Reidscheid nach Freisen, Übergänge in den Tholeiittypus bei Asweiler vor. — Nach Leppla's Beschreibung gehören hierher die Gesteine von der Wacht bei Eulenbis, NW. Kaiserslautern, und von Olsbrücken am Wege nach Mehlbach.

Auch aus dem Rothliegenden des Becken von Senones beschreibt Ch. Vélain Porphyrite vom Navittypus, welche nach der hangenden Grenzfläche hin recht glasreich werden. Sehr interessant ist die Beobachtung, dass in den Tuffen dieser Gesteine birnenförmige Blöcke auftreten, offenbar Bomben, mit compactem Centrum und schlackiger Hülle. Ihre Zusammensetzung ist die normale der ergossenen Massen, aber die Magnesiasilikate herrschen vor. — Olivinarm und augitfrei ist ein Mandelstein aus dem Rothliegenden von Provenchères und Rémémont. Der Olivin des letzteren soll in röthlichen Hypersthen umgewandelt sein. — Von La Grande-Fosse werden vitrophyre Melaphyre und solche des Tholeiittypus beschrieben.

Eine zwischen dem Navit und dem Olivin-Weiselbergit-Typus vermittelnde Stellung nehmen nach mir spärlich bekannt gewordenen Proben auch die sächsischen carbonischen Melaphyre in der Gegend von Zwickau und Planitz ein. In den Vorkommnissen von Wildenfels bei Zwickau scheint zwischen Olivin und Biotit, der bisweilen Druckfiguren zeigt, eine ähnliche Wechselbeziehung zu bestehen, wie sonst zwischen Olivin und Enstatit. Die Mandeln in dem Melaphyr von Cainsdorf bei Zwickau sind z. Th. mit Steatit erfüllt nach Dalmer's Mittheilungen.

B. Hobbs beschreibt Porphyrite vom Navittypus und mit der gleichen Olivinpseudomorphose aus Devonshire.

Tuffe der Porphyrite.

Die spärlichen bisher vorliegenden Untersuchungen über Porphyrittuffe von E. E. Schmid, Gümbel, Lepsius, Teall gestatten keine zusammenfassende Darstellung der Beschaffenheit solcher Gebilde.

Maynard Hutchings beschreibt Tuffe aus dem Thale von Moredale im Lake-District des nördlichen Englands, in denen Lapilli von porphyritischem und quarzporphyrischem Charakter in einer cämentirenden Grundmasse liegen, welche aus Chlorit, Sericit und winzigsten Granaten besteht, deren Menge allerdings nach der chemischen Analyse des Gesteins nicht gross sein kann. Diese Grundmasse bildet auch für sich allein Schiefer (slates, ash-slates). — In andern ash-slates (Kentmere Valley) ist statt des Granat ein sehr feines Quarzmosaik vorhanden. Die Zusammensetzung dieser Gesteine ist natürlich nicht eine ursprüngliche, sondern bedingt durch den Schieferungsprocess. Die ursprünglichen Lapilli sind z. Th. vollkommen verquetscht und ausgewalzt, z. Th. aber auch in ihrer ursprünglichen Form erhalten. Die Titansäure dieser, oft sehr calcitreichen, Schiefer ist als Titanit in secundären Körnern oder als Anatas, nie in der Gestalt von Rutil (sog. Thonschiefernädelchen) vorhanden. Auch fehlt der Turmalin durchaus, der sonst in Dachschiefern vorkommt. Diese Tuffgesteine werden als solche, roofing slates, verwendet.

III. A. 6. Die Familie der Basalte.

Literatur.

Jos. G. Aguilera y Ez. Ordoñez, Expedicion scientifica al Popocatepetl. Comision geol. Mexicana. Mexico 1895.

G. Angelbis, Über die Bimssteine des Westerwaldes. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1881. 393—411. 1882.

Fr. Arno Anger, Mikroskopische Studien über klastische Gesteine. T. M. M. 1875. 153—174.

E. Artini, Studii petrografici su alcune rocce del Veneto. Giorn. min., crist. e petr. I. fasc. 2. 1890.

— Appunti petrografici sopra alcune rocce del Veneto. I Basalti del Veronese. Atti R. Istituto Veneto. 1894—95. (7.) VI. 252.

A. Arzruni, Untersuchung der vulkanischen Gesteine aus der Gegend von Abu-Zábel am Ismaïlia-Canal. S. B. A. 1882. X. 178—182.

M. Baratta, Sulle bombe esplodenti dell' eruzione sottomarina di Pantelleria. Ann. Uff. cent. meteor. e geod. (2.) parte III. vol. XI. Roma.

M. Bauer, Der Basalt vom Stempel bei Marburg und einige Einschlüsse in demselben. L. J. 1891. II. 93 u. 203.

R. Beck, Erläuterungen zu Section Sebnitz-Kirnitzschthal und Königstein-Hohenstein der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1895.

R. Beck und J. Hibsch, Erläuterungen zu Section Grosser Winterberg-Tetschen der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1895.

Fr. Becke, Untersuchungen an kaukasischen Eruptivgesteinen. In H. Abich, Geologie der armenischen Hochebene. I. Westhälfte. Wien 1881. 329—364.

Arth. Becker, Über die Olivinknollen im Basalt. Z. D. G. G. 1881. XXXIII. 31—66.

— Schmelzversuche mit Pyroxenen und Amphibolen und Bemerkungen über Olivinknollen. Z. D. G. G. 1885. XXXVII. 10—20.

Geo. F. Becker, Geology of the Comstock Lode and the Washoe District. Washington 1882.

— Geology of the quicksilver deposits of the Pacific Slope. Washington 1888.

H. Behrens, Beiträge zur Petrographie des indischen Archipels. Amsterdam 1880.

— Die Gesteine der Vulkane von Java. Natuurkund. Verh. Kon. Akad. Amsterdam 1882. XXIII.

Alfr. Bergeat, Zur Kenntniss der jungen Eruptivgesteine der Republik Guatemala. Z. D. G. G. 1894. XLVI. 131.

J. Bergeron, Note sur les roches éruptives de la Montagne Noire. Bull. Soc. géol. Fr. 1888. (3.) XVII. 54.
— Etude géologique du massif ancien situé au sud du plateau central. Paris 1889.
S. Bertolio, Note sur quelques roches des Collines Euganéennes. Bull. Soc. géol. Fr. (3.) XXI. 407. 1893.
Fr. Berwerth, Über Gesteine von Jan Mayen. Wien 1886.
— Über vulkanische Bomben von den canarischen Inseln nebst Betrachtungen über deren Entstehung. Annal. k. k. naturhist. Hofmuseums. Wien 1894. IX. 399.
K. Bleibtreu, Beiträge zur Kenntniss der Einschlüsse in den Basalten mit besonderer Berücksichtigung der Olivinfels-Einschlüsse. Z. D. G. G. 1883. XXXV. 489.
J. Blumrich, Über die sogenannte Sanduhrform der Augite. T. M. P. M. 1893. XIII. 239.
Em. Bořicky, Petrographische Studien an den Basaltgesteinen Böhmens. Arbeiten der geol. Abtheilung der Landesdurchforschung Böhmens. II. Prag 1873.
M. Boule, Description géologique du Velay. Bull. du Service de la carte géologique de la France. No. 28. Paris 1892.
R. Bréon, Note pour servir à l'étude de la géologie d'Islande et des îles Foeroe. Paris 1884.
W. Bruhns, Über einige Westerwälder Gesteine. Sitzungsber. niederrhein. Ges. Bonn. 13. Nov. 1893. 79.
— Einschluss aus dem Basalt von Unkel. Ibid. 16. Jan. 1893. 5.
— Einschluss im Plagioklasbasalt von Lotzenheck bei Nordhofen, Westerwald. Ibid. 16. Jan. 1893. 9.
L. Bucca, Il monte di Roccamonfina. Boll. Com. geol. Roma. 1886. No. 7 u. 8.
— Studio micrografico sulle roccie eruttive di Radicofani in Toscana. Boll. Com. geol. d'Ital. 1887. 274.
— Studio micrografico delle roccie dell' isola di Capraja nell' arcipelago toscano. Boll. Com. geol. d'Ital. 1887. No. 7 u. 8. 207.
— Contribuzione allo studio geologico dell' Abissinia. Atti Accad. Gioen. di sc. nat. Catania. (4.) IV. 1892.
H. Bücking, Über Augit-Andesite in der südlichen Rhön und in der Wetterau. T. M. P. M. 1878. I. 1—14.
— Über Augit-Andesit und Plagioklasbasalt. T. M. P. M. 1878. I. 538—554.
— Über Basalt vom südöstlichen Vogelsberg und von Schwarzenfels. T. M. P. M. 1878. II. 101—106.
— Über basaltische Gesteine der nördlichen Rhön. Jahrb. d. geol. Landesanst. Berlin 1882.
— Der nordwestliche Spessart. Abhdl. k. pr. geol. Landesanst. N. F. Heft 12. Berlin 1892.
J. Budai, Zur Petrographie der südlichen Hargitta. F. K. 1881. XI. 296—303.
C. Chelius, Erläuterungen zu Blatt Messel, Rossdorf und Darmstadt der geolog. Karte des Grossh. Hessen. Darmstadt 1886. 1891.
— Mittheilungen aus den Aufnahmegebieten. Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde zu Darmstadt. IV. Folge. Heft VIII. 28.
C. Chewings, Beiträge zur Kenntniss der Geologie Süd- und Central-Australiens nebst einer Übersicht des Lake Eyre-Beckens und seiner Randgebirge. Heidelberg 1894.

K. DE CHRUSTSCHOFF, Note sur une roche basaltique de Sierra Verde (Mexique). Bull. Soc. min. Fr. 1885. VIII. 385—395.
— Über pyrogenen Quarz und Tridymit. T. M. P. M. 1886. VII. 295—307.
— Note sur une inclusion d'eucrite à enstatite dans le basalte de Wingendorf près Laban, en Silésie. B. S. M. Fr. 1887. X. 329.
JUL. MORGAN CLEMENTS, Die Gesteine des Duppauer Gebirges in Nordböhmen. Jahrb. k. k. geol. R. 1890. XL. 317.
E. COHEN, Vorläufige Notiz über ein massenhaftes Vorkommen basischer Gesteinsgläser. L. J. 1876. 744—747.
— Über Laven von Hawaii etc. L. J. 1880. II. 23.
— Lava vom Camarun-Gebirge. L. J. 1881. I. 266.
G. A. J. COLE, On additional occurrences of Tachylyte. Q. J. G. S. 1888. XLIV. No. 174. 300.
E. CORTESE e V. SABATINI, Descrizione geologico-petrografica delle Isole Eolie. Mem. descr. della Carta geol. d'Italia. VII. Roma 1892.
ALF. COSSA, Osservazioni chimico-microscopiche sulla cenere dell' Etna caduta a Reggio di Calabria il 28 maggio u. sc. e sulla lava raccolta a Giarre il 2 giugno 1879. Transunti R. Acad. Linc. 1879. (3.) III.
— Sur la cendre et la lave de la récente éruption de l'Etna. C. R. 1879. LXXXVIII. No. 26. 1338.
W. CROSS, Igneous rocks of the coal and iron regions of Cohahuila and Nueva Leon, Mexico, collected by R. T. HILL. Amer. Journ. 1893. XLV. 119.
CH. WH. CROSS and W. F. HILLEBRAND, On the minerals, mainly zeolites, occurring in the basalt of Table mountain, near Golden, Col. Amer. Journ. 1882. XXIII. No. 138 u. XXIV. No. 140.
J. CURIE et G. FLAMAND, Etude succincte sur les roches éruptives de l'Algérie. 1889.
K. DALMER, Erläuterungen zu Section Altenberg-Zinnwald der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1890.
E. S. DANA, Contributions to the petrography of the Sandwich Islands. Amer. Journ. 1889. XXXVII. 441.
A. DANNENBERG, Studien an Einschlüssen in den vulkanischen Gesteinen des Siebengebirges. T. M. P. M. 1894. XIV. 17.
J. S. DILLER, Fulgurite from Mount Thielson, Oregon. Amer. Journ. Oct. 1887. XXVIII. 252—258.
— The latest volcanic eruption in northern California and its peculiar lava. Amer. Journ. Jan. 1887. XXXIII. No. 193. 45.
— On some basalt dykes in the Upper paleozoic series in Central Appalachian Virginia. Amer. Journ. 1890. XXXIX. 269.
— A late volcanic eruption in northern California and its peculiar lava. Bull. U. S. geol. Survey. No. 79. Washington 1891.
C. DOELTER, Die Producte des Vulkans Monte Ferru. Denkschr. Akad. Wiss. Wien 1878. XXXIX.
— Die Vulkane der Capverden und ihre Producte. Graz 1882.
C. DOELTER und E. HUSSAK, Über die Einwirkung geschmolzener Magmen auf verschiedene Mineralien. L. J. 1884. I. 18.
BR. DOSS, Die basaltischen Laven von Haurân und vom Diret-el-Tulul in Syrien. T. M. P. M. 1886. VII. 461—534.

R. von Drasche, Zur Kenntniss der Eruptivgesteine Steiermarks. T. M. M. 1873. 1—12.
— Die Insel Réunion im indischen Ocean. Wien 1878.
— Fragmente zu einer Geologie der Insel Luzon. Wien 1878.
L. Dressel, Die Basaltbildung in ihren einzelnen Umständen erläutert. Haarlem 1864.
L. Duparc et L. Mrazec, Sur quelques bombes de l'Etna, provenant des éruptions de 1886 et 1892. C. R. 10 octobre 1892 und Arch. Sc. phys. et nat. 1893. XXIX. No. 3.
N. W. Easton, De vulkanen Sitong en Pando ter wester afdeeling van Borneo. Jaarb. van het Mijnwezen in Ned. Oost-Indië. 1889. XVIII. 24.
Fr. Eichstädt, Skånes basalter mikroskopiskt undersökta och beskrifna. Sver. geol. Und. Ser. C. No. 51. Stockholm.
— Erratiska basaltblock ur N. Tysklands och Danmarks diluvium. G. F. i Stockholm Förhandl. 1883. VI. No. 82. 557.
— Om basalt-tuffen vid Djupadal i Skaane. Ibid. 1883. VI. No. 80. 408.
— Ytterligare om basalt-tuffen vid Djupadal i Skaane. Ibid. 1883. VI. No. 84. 774.
Fr. Eigel, Über einige Eruptivgesteine der pontinischen Inseln. T. M. P. M. 1886. VIII. 73.
A. B. Emmons, Notes on Mount Pitt. Bull. Calif. Acad. No. 4. 1885.
Ham. Emmons, The petrography of the Island of Capraja. Q. J. G. S. 1893. XLIX. 129.
K. Endriss, Über ein Stück „Feldspathbasalt von blasiger Ausbildung" aus der Umgegend von Grabenstetten bei Urach. Ber. über die 26. Vers. des Oberrhein. geol. Ver. zu Hohenheim am 6. IV. 1893. 27.
J. Felix und H. Lenk, Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der Republik Mexico. Leipzig 1890.
H. Foerstner, Das Gestein der 1891 bei Pantelleria entstandenen Vulkaninsel und seine Beziehungen zu den jüngeren Eruptivgesteinen der Nachbarschaft. T. M. P. M. 1892. XII. 510.
— Nota preliminare sulla geologia dell' Isola di Pantelleria. Boll. Com. geol. d'Italia. 1881.
— Das Gestein der Insel Ferdinandea (1831) und seine Beziehungen zu den jüngsten Laven Pantellerias und des Aetnas. T. M. P. M. 1883. V. 388—396.
H. von Foullon, Über Eruptivgesteine von Recoaro. T. M. P. M. 1879. II. 449—488.
— Über veränderte Eruptivgesteine aus den Kohlenbergbauen der Prager Eisenindustrie-Gesellschaft bei Kladno. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1885. 276—280.
— Über Graniteinschlüsse im Basalt vom Rollberge bei Niemes in Böhmen. Jahrb. k. k. geol. R. 1888. XXXVIII. 603.
F. Fouqué, Contributions à l'étude des feldspaths des roches volcaniques. Bull. Soc. min. Fr. 1894. XVII. 283.
F. Fouqué et A. Michel-Lévy, Reproduction artificielle des basaltes. C. R. 1881. XCII. No. 7.
Howard Fox and J. J. H. Teall, On a radiolarian chert from Mullion Island. Q. J. G. S. 1893. XLIX. 211.
H. Francke, Studien über Cordillerengesteine. Apolda 1875.

O. Fromme, Petrographische Untersuchung von Basalten aus der Gegend von Cassel. Z. D. G. G. 1891. XLIII. 43.

J. Geikie, On the geology of Faeroer Islands. Trans. Roy. Soc. of Edinburgh. 1882. XXX. part 1.

A. Geikie, History of volcanic action during the tertiary period in the British Isles. Trans. Roy. Soc. of Edinburgh. 1888. XXXV. part 2.

Eug. Geinitz, Die Basaltgeschiebe im mecklenburgischen Diluvium. Arch. d. Ver. d. Freunde d. Naturg. in Mecklenburg. 1881. XXXV.

J. Pedro Gomes, Portugiesische Basalte. In P. Choffat, Note sur le Crétacé des environs de Torres Vedras, de Peniche e de Cercal. Commun. da Comm. dos trab. geol. de Portugal. Lisboa 1892. II. 193.

A. Frank. Gooch, Über vulkanische Gesteine der Galopagos-Inseln. T. M. M. 1876. 133—137.

C. W. Gümbel, Plagioklasbasalt aus dem Ries. L. J. 1875. 391.

— Geologische Fragmente aus der Umgegend von Ems. S. M. A. 1882. II. 197—239.

— Lithologisch-mineralogische Mittheilungen. T. M. P. M. 1879. II. 186.

H. Haas, Beiträge zur Geschiebekunde der Herzogthümer Schleswig-Holstein. Kiel 1885.

A. C. Haddon, W. J. Sollas and G. A. J. Cole, On the geology of Torres Straits. Trans. Roy. Irish Acad. XXX. part XI. Dublin 1894.

Arn. Hague, Abstract of the report on the geology of the Eureka District, Nevada. Washington 1883.

— The geology of the Eureka District, Nevada. U. S. geol. Survey Monographs. vol. XX. Washington 1892.

Arn. Hague and J. P. Iddings, Notes on the Volcanoes of Northern California, Oregon and Washington Territory. Amer. Journ. Sept. 1883. XXVI. 222.

— Notes on the volcanic rocks of the Great Basin. Ibid. 1884. XXVII. No. 162.

— Notes on the volcanic rocks of the republic of Salvador. Ibid. July 1886. XXXII. No. 187. 26—30.

V. Hansel, Über basaltische Gesteine aus der Gegend von Weseritz und Manetin. Pilsen 1886.

Max Hartmann, Über Basalte der Aucklands-Inseln. L. J. 1878. 825—830.

Fr. H. Hatch, Notes on the petrographical characters of some rocks collected at Madagascar by the Rev. Baron. Q. J. G. S. 1889. XLV. No. 178. 340.

J. Hazard, Erläuterungen zu Section Olbernhau-Purschenstein und Löbau-Neusalza der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1889, 1894.

— Über die petrographische Unterscheidung von Decken- und Stielbasalten in der Lausitz. T. M. P. M. 1894. XIV. 297.

J. Heinemann, Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel 1879.

Franz Herbich, Das Szeklerland. Jahrb. k. ungar. geol. Anstalt. Bd. V. Budapest 1878.

O. Herrmann, Erläuterungen zu Section Schirgiswalde-Schluckenau der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1893.

R. Herz, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Pululagua bis Guagua-Pichincha. Berlin 1892.

J. E. Hibsch, Erläuterungen zu der geolog. Specialkarte des böhmischen Mittelgebirges. T. M. P. M. 1896. XV. 201.

B. Hobson, On the igneous rocks of the South of the Isle of Man. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 432.

F. A. Hoffmann, Petrographische Untersuchung der Basalte des Ebsdorfer Grundes bei Marburg. L. J. 1895. B.-B. X. 196.

K. Hofmann, Bakonyer Basalte. Z. D. G. G. 1877. XXIX. 185—193.

— Die Basaltgesteine des südlichen Bakony. Jahrb. d. kön. ungar. geol. Anstalt. III. Budapest 1879.

T. H. Holland, On rock specimens from Korea. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 171.

E. O. Hovey, Note on the petrography of certain basaltic boulders from Thetford, Vt. Trans. N. Y. Acad. of Sc. 1894. XIII. 161.

A. W. Howitt, Notes on the microscopic examination of igneous rock specimens from South-Western Gippsland. Geol. Survey of Victoria. III. Melbourne and London 1876. 175—177.

— Examination of rocksamples collected at the Bogong and Dargo high plains. Ibid. V. Melbourne 1878. 111.

— Notes on the devonian rocks of North Gippsland. Ibid. 117—147.

— The sedimentary, metamorphic and igneous rocks of Ensay. Melbourne 1886.

Eug. Hussak, Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine der Umgegend von Schemnitz. S. W. A. 1880. LXXXII.

— Basalt und Tuff von Ban im Baranyer Comitat. T. M. P. M. 1883. V. 289.

Hyades, Géologie du Cap Horn. Paris 1887.

J. Shearson Hyland, Über die Gesteine des Kilimandscharo und dessen Umgebung. T. M. P. M. 1888. X. 203.

J. P. Iddings, On the origin of primary quartz in basalt. Amer. Journ. 1888. Sept. XXXVI. 208.

— On a group of volcanic rocks from the Tewan Mountain, New Mexico, and on the occurrence of primary quartz in certain basalts. U. S. geol. Survey Bull. No. 66. 1890.

— Microscopical petrography of the eruptive rocks of the Eureka District, Nevada. U. S. geol. Survey Monographs. vol. XX. Washington 1892.

P. Jannasch und J. H. Kloos, Mittheilungen über die krystallinischen Gesteine des Columbiaflusses in Nordamerika und die darin enthaltenen Feldspathe. T. M. P. M. 1880. III. 97—116.

E. Jannetaz, Note sur le feldspath orthose des Basaltes de Royat. Bull. Soc. min. Fr. 1890. XIII. 372.

H. J. Johnston-Lavis, Note on the Ponza Islands. Geol. Mag. 1889. (3.) VI. No. 306. 529.

— Sulla inclusione di quarzo nelle Lave di Stromboli ecc. e sui cambiamenti da ciò causati nella composizione della lava. Boll. Soc. geol. Ital. 1894. XIII.

J. W. Judd, On the gabbros, dolerites and basalts of tertiary age in Scotland and Ireland. Q. J. G. S. 1886. XLII. No. 165. 49—97.

J. W. Judd and Grenville A. J. Cole, On the basaltglass (tachylyte) of the western Isles of Scotland. Q. J. G. S. 1883. XXXIX. 444—464.

K. Keilhack, Beiträge zur Geologie der Insel Island. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 376—449.

Y. Kikuchi, On pyroxenic components in certain volcanic rocks from Bonin Island. Imperial University of Japan. III.

— On anorthite from Miyakejima. Ibid. II. 31.

G. Klemm, Erläuterungen zu Sectionen Neustadt-Hohwald, Baruth-Neudorf und Stolpen der geolog. Specialkarte von Sachsen. Leipzig 1890, 1892, 1893.

J. H. Kloos, Geognostische Beobachtungen am Columbiafluss. T. M. P. M. 1878. I. 389—409.

Fr. Knapp, Die doleritischen Gesteine des Frauenberges bei Schlüchtern in Hessen. Würzburg 1880.

A. Knop, Der Kaiserstuhl im Breisgau. Leipzig 1892.

A. Koch, Die Mineral- und Gesteinseinschlüsse der Basalte des Persanyer Gebirges. T. M. M. 1877. 324—327.

— Neuere Beobachtungen in der Basaltgegend am Altflusse. Ertesitö. 1894. Heft 1. Klausenburg.

B. Kolenko, Mikroskopische Untersuchung einiger Eruptivgesteine von der Banks-Halbinsel, Neuseeland. L. J. 1885. I. 1—21.

Bundjiro Koto, On some japanese rocks. Q. J. G. S. 1884. XL. No. 159. 431—457.

Fr. Krukenberg, Mikrographie der Glasbasalte von Hawaii. Tübingen 1877.

P. Krusch, Beitrag zur Kenntniss der Basalte zwischen der Lausitzer Neisse und dem Queiss. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1894. 279.

A. Lacroix, Sur la Kirwanite et la Hullite. Bull. Soc. min. Fr. 1885. VIII. 428.

— Note sur les enclaves des basaltes du Mont Dore et de quelques autres gisements du Puy-de-Dôme et sur un phénomène de contact de basalte et de granite. Bull. Soc. géol. Fr. 1890. XVIII. 874.

— Note sur quelques roches d'Arménie. Ibid. (3.) 1891. XIX. 741.

— Sur l'existence d'une roche à diaspore dans la Haute-Loire. Bull. Soc. min. Fr. 1890. XIII. 7.

— Sur l'origine du zircon et du corindon dans la Haute-Loire et sur les enclaves de gneiss et de granulites des roches volcaniques du plateau central. Bull. Soc. min. Fr. 1890. XIII. 100.

— Sur l'existence de la leucite en veinules dans un basalte du Mont Dore. C. R. 23 novembre 1891.

— Leucite de la Banne d'Ordenche (Mont Dore). Bull. Soc. min. Fr. 1891. XIV. 318.

— Sur les enclaves acides des roches volcaniques de l'Auvergne. Paris 1890.

Alex. Lagorio, Mikroskopische Analyse ostbaltischer Gebirgsarten. Dorpat 1876.

H. O. Lang, Basalt von Hohenhagen bei Dransfeld unweit Göttingen. Württ. naturw. Jahreshefte. 1875. XXXI. 2. 359—365.

— Erratische Gesteine aus dem Herzogthum Bremen. Aus: Abhandl. herausg. v. d. naturw. Ver. z. Bremen. Göttingen 1879. 138 sqq.

A. von Lasaulx, Petrographische Studien an den vulkanischen Gesteinen der Auvergne. L. J. 1869. 641 sqq.; 1870. 693 sqq.; 1871. 673 sqq.; 1872. 357 sqq.

— Über die Eruptivgesteine des Vicentinischen. Z. D. G. G. 1873. XXV. 286.

— Der Aetna. Leipzig 1880.

H. Laspeyres, Basalt vom Ahnethal im Sollingerwalde. Sitzungsber. d. naturhist. Ges. d. Rheinlande u. Westfalens. 1887. 18—23.

E. Laufer, Beiträge zur Basaltverwitterung. Z. D. G. G. 1878. XXX. 67—97. (Die mikroskop. Beobachtungen sind von H. Francke.)

L. de Launay, Description géologique des îles de Mételin et de Thasos. Archives des Missions. (3.) XVI. 1890. Paris.

J. M. Ledroit, Über die sogenannten Trachydolerite des Vogelsbergs. Inaug.-Diss. Giessen 1886.

Joh. Lehmann, Untersuchungen über die Einwirkung eines feurig flüssigen basaltischen Magmas auf Gesteins- und Mineraleinschlüsse angestellt an den Laven und Basalten des Niederrheins. Bonn 1874.

H. Lenk, Zur geologischen Kenntniss der südlichen Rhön. Würzburg 1887.

— Über Gesteine aus Deutsch-Ostafrika. Aus „Baumann, Durch Massailand zur Nilquelle". 1894.

G. Linck, Die Basalte des Elsass. Strassburg 1887.

W. Lindgrén, Petrographical notes from Baja California, Mexico. Proceed. Cal. Acad. Sc. 1889. (2.) II.

— Notes on the geology and petrography of Baja California, Mexico. Proceed. Cal. Acad. Sc. 1890. (2.) III. 25.

— Eruptive Rocks from Montana. Ibid. 1890. III. 39.

Edwin C. E. Lord, Die Basalte des Fichtelgebirges. Heidelberg 1894.

Joh. Lorenzen, Kemisk undersögelse af det metalliske jern fra Grönland samt nogle af de dermet följende bjergarter. Meddelelser om Grönland. IV. 1882. Kjöbenhavn. — Mineral. Mag. VI. No. 27. 14—38.

J. Lorié, Bijdrage tot de Kennis der Javaansche Eruptiefgesteenten. Rotterdam 1879.

O. Luedecke, Über einen Anorthitbasalt vom Fuij-no-yama in Japan. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. Halle a. S. 1880. 410—416.

G. Mercalli, Note geologiche e sismiche sulle Isole di Ponza. Atti R. Accad. Sc. fis. e mat. di Napoli. (2.) VI. No. 10.

— Le lave di Radicofani. Atti Soc. Ital. di Sc. nat. Milano 1887. XXX.

— L'isola Vulcano e lo Stromboli dal 1886 al 1888. Atti Soc. Ital. di Sc. nat. Milano 1888. XXXI.

— Sopra alcune lave antiche e moderne dello Stromboli. Rend. R. Istituto Lombardo. (2.) XXIII. fasc. 20. 1890.

— Le lave antiche e moderne dell' Isola Volcano. Giorn. de Min. Pavia 1892. III. fasc. 2.

— Sopra l'eruzione dell' Etna cominciata il 9 Luglio 1892. Atti Soc. Ital. di Sc. nat. 1893. XXXIV.

G. P. Merrill, Notes on some eruptive rocks from Gallatin, Jefferson and Madison Counties, Montana. Proceed. U. S. Nat. Museum. 1895. XVII. 634.

A. Michel-Lévy, Sur quelques nouveaux types de roches provenant du Mont Dore. C. R. 1884. XCVIII. No. 22.

— Note sur un basalte riche en zéolithes des environs de Périer (Puy-de-Dôme). Bull. Soc. min. Fr. 1887. X. 69.

— La chaîne des Puys. Bull. Soc. géol. Fr. 1890. (3.) XVIII. 696.

— Le Mont-Dore et ses alentours. Ibid. 1890. (3.) XVIII. 743.

H. Möhl, Die Gesteine (Tachylyt, Basalt und Dolerit) der Sababurg in Hessen. Cassel 1869.

— Die Basalte der preussischen Ober-Lausitz. Abhdlgn. d. naturf. Ges. in Görlitz. 1874. XV.

— Der Scheidsberg bei Remagen. XIII. Ber. d. Offenbacher Ver. f. Naturk. 1873.

— Die südwestlichsten Ausläufer des Vogelsgebirges. XIV. Ber. d. Offenbacher Ver. f. Naturk. 1874.

— Die Basalte und Phonolithe Sachsens. Nova Acta der K. Leopold.-Carol. Deutschen Akad. der Naturforscher. 1873. XXXVI. No. 4. Dresden.

H. Möhl, Durch Basalt veränderter Sandstein und Kalk vom Weissholz bei Lütgeneder. L. J. 1874. 799—804.
— Basalte von Otaheiti. L. J. 1875. 723—724.
Fr. Moesta, Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. Blatt Eschwege, Gerstungen und Waldkappel. Berlin 1876.
H. Moissan, Recherches sur le fer d'Ovifak. C. R. CXVI. 1269.
H. W. Monckton, The Stirling dolerite. Q. J. G. S. 1895. LI. 480.
O. Mügge, Petrographische Untersuchungen an Gesteinen von den Azoren. L. J. 1883. II. 189.
— Untersuchungen der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg 1885. cf. L. J. B.-B. IV. 1886. 576—609.
G. Nauckhoff, Über das Vorkommen von gediegenem Eisen in einem Basaltgange bei Ovifak in Grönland. T. M. M. 1874. 109—136.
G. B. Negri, Studio micrografico di alcuni basalti dei colli Euganei. Atti Soc. Veneto-Trentina di sc. nat. Padova 1891. 369 und Rivista di miner. e crist. italiana. 1891. VIII. 88. (L. J. 1892. II. -254- u. -420-.)
Edm. F. Neminar, Die Eruptivgesteine der Gegend von Banow. T. M. M. 1876. 152—154.
J. Niedzwiedzki, Gesteine von Aden in Arabien. S. W. A. April 1871. LXIII.
— Über Gesteine der Insel Samothrake. T. M. M. 1875. 104—106.
K. Oebbeke, Beiträge zur Petrographie der Philippinen und Palau-Inseln. L. J. B.-B. I. 1881. 451.
— Beiträge zur Kenntniss einiger hessischer Basalte. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1888. 390.
A. Osann, Über einige basaltische Gesteine der Färöer. L. J. 1884. I. 45.
— Report on the rocks of Trans-Pecos Texas. Geol. Survey of Texas. 4th Annual Rep. 123. Austin 1893.
W. Pabst, Untersuchung von chinesischen und japanischen zur Porcellanfabrikation verwandten Gesteinsvorkommnissen. Z. D. G. G. 1880. XXXII. 223—261.
E. V. Pacheco do Canto e Castro, Recherches micrographiques sur quelques roches de l'île de S. Miguel (Açores). Lisbonne 1888.
A. Pelikan, Petrographische Untersuchung einiger Eruptivgesteine aus den Kaukasus-Ländern. Aus: Beiträge zur Palaeont. und Geol. Österreich-Ungarns und des Orients, begründet von E. von Mojsisovics und M. Neumayr. IX. 81. Wien 1894.
Albr. Penck, Nordische Basalte im Diluvium von Leipzig. L. J. 1877. 243—250.
— Über Palagonit- und Basalttuffe. Z. D. G. G. 1880. XXXI. 504—577.
Joh. Petersen, Die Reisen des Jason und der Hertha in das Antarktische Meer 1893/94 und die wissenschaftlichen Ergebnisse dieser Reisen nebst einer Originalkarte des Dirck Gherritz-Archipels mit Begleitworten von L. Friedrichsen. Mitth. d. geograph. Ges. Hamburg 1891/92. Heft II.
Petiton, Sur les roches éruptives de la Cochinchine française. Bull. Soc. min. Fr. 1882. V. 131.
A. Pichler, Beiträge zur Geognosie Tyrols. L. J. 1882. II. 283.
L. V. Pirsson, Note on some volcanic rocks from Gough's Island, South Atlantic. Amer. Journ. 1893. XLV. 380.
H. Pohlig, Über die Fragmente metamorphischer Gesteine in den vulkanischen

Gebilden des Siebengebirges. Verhandl. naturf. Ver. Rheinl. 1888. 5. Folge. V. 89.

G. Primics, Petrographische Untersuchung der eruptiven Gesteine des nördlichen Hargitta-Zuges. F. K. 1879. IX. 455—467.

Prohaska, Über den Basalt von Kollnitz im Lavantthal und dessen glasige Cordierit-führende Einschlüsse. S. W. A. 1885. XLII. Naturw.-math. Classe.

H. Pröscholdt, Erläuterungen zu Blatt Rodach und Themar der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1895.

H. Pröscholdt und H. Thürach, Erläuterungen zu Blatt Rieth (Eruptivgesteine), Römhild und Heldburg (Eruptivgesteine) der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1895.

Fr. Quiroga, Noticias petrograficas. Anal. Soc. Esp. de hist. nat. 1887. XVI. 209.

Gerh. vom Rath, Ein Besuch Radicofanis und des Monte Amiata in Toscana. Z. D. G. G. 1865. XVII. 399—406.

— Palästina und Libanon. Bonn 1881.

A. Renard, Notice sur les roches de l'île de l'Ascension. Bull. Mus. Roy. d'hist. nat. Belg. 1887. V. 5.

— Notice sur la géologie de l'île de Kerguelen. Ibid. 1886. IV. 223.

— Notice sur les roches de l'île de Fernando Noronha. Bull. Acad. Roy. Belg. 1882. (3.) III. No. 4.

— Notice sur les roches de l'île Heard. Ibid. 1886. (3.) XII. No. 8.

— Notice sur les roches de l'île de Juan Fernandez. Ibid. 1885. (3.) X. No. 11.

— Notice sur les roches de l'île Marion. Ibid. 1886. (3.) XII. No. 8.

— Notice sur la géologie du groupe d'îles de Tristan da Cunha. Ibid. 1885. (3.) IX. No. 5.

— Note sur les roches du Pic du Teyde (Ténérife). Mem. Soc. belge de géol. 1888. 67.

J. W. Retgers, Mikroskopisch onderzoek van gesteenten uit Nederlandsch Oost-Indië. Jaarb. v. h. Mijnw. in Nederl. Oost-Indië. 1895.

H. H. Reusch, The microscopical texture of basalts from Jan Mayen. The Norwegian North-Atlantic Expedition. 1876—78. Christiania 1882.

Riccò e Mercalli, Sopra il periodo eruttivo dello Stromboli cominciato il 24 giugno 1891. Giorn. di min. e petr. 1893. IV. 1.

Fr. Rinne, Der Dachberg, ein Vulkan der Rhön. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1886. Berlin 1887.

— Über rhombischen Augit als Contactproduct, chondrenartige Bildungen aus künstlichen Schmelzen und über Concretionen in Basalten. L. J. 1895. II. 229.

— Über norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1892. Berlin 1893.

— Über norddeutsche Basalte. S. B. A. 1894. LI. 1223.

H. Rosenbusch, Über einige vulkanische Gesteine von Java. Ber. naturf. Ges. in Freiburg i. B. 1872.

— Petrographische Studien an den Gesteinen des Kaiserstuhls. L. J. 1872. 141—164.

A. Rosiwal, Beiträge zur geologischen Kenntniss des östlichen Afrika. Denkschr. k. k. Akad. Wiss. math.-naturw. Classe. LVIII. Wien 1891.

Justus Roth, Über die Gesteine von Kerguelen's Land. M. B. A. 18. Nov. 1875.

— Petrographische Beiträge. M. B. A. 13. Januar 1881.

Justus Roth, Zur Kenntniss der Ponza-Inseln. M. B. A. 1882. XXIX. 623—635.
— Beiträge zur Petrographie von Korea. S. B. A. 1886. XXXVI. 1—7.
Fr. Roth, Die Tuffe der Umgegend von Giessen. Giessen. Inaug.-Diss. 1892. (L. J. 1892. II. 418.)
J. C. Russell, The quaternary history of Mono Valley, Cal. 8th Annual Report of the U. S. geological Survey. Washington 1889. I. 267.
Fr. Rutley, On tachylyte from Victoria Park, Whiteinch, near Glasgow, Q. J. G. S. 1889. XLV. 626.
V. Sabatini, Descrizione geologica delle Isole Pontine. Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1893. XXIV. 228 u. 309.
Fr. Sandberger, Über Dolerit und einige Mineralien basaltischer Gesteine. L. J. 1870. 205.
— Tachylyt vom Säsebühl. L. J. 1871. 621.
— Über Dolerit. S. M. A. 3. Mai 1873. 140—151.
— Über Basalt und Dolerit bei Schwarzenfels in Hessen. L. J. 1878. 22—25.
— Über Dolerit und Feldspathbasalt. T. M. P. M. 1878. I. 280—287.
— Über Dolerit von Djedda bei Mekka. L. J. 1894. II. 103.
A. Sauer, Erläuterungen zu Section Elterlein der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1879.
F. Schalch, Erläuterungen zu Section Glashütte-Dippoldiswalde der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1888.
R. Scharizer, Über Mineralien und Gesteine von Jan Mayen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1884. XXXIV. 707—728.
W. Schauf, Beobachtungen an der Steinheimer Anamesitdecke. Ber. Senckenb. naturf. Ges. Frankfurt a. M. 1892.
P. Schirlitz, Isländische Gesteine. T. M. P. M. 1882. IV. 414.
E. Schmidt, Geognostische Beschreibung des mittleren und westlichen Theils der Kreishauptmannschaft Bautzen. Bautzen 1878.
L. Schulte, Geologische und petrographische Untersuchungen der Umgebung der Dauner Maare. Verhdl. naturf. Ges. Rheinl. u. Westf. 1891. XLVIII. 174 und 1893. L. 295.
M. Schuster, Über Auswürflinge im Basalttuff von Reps in Siebenbürgen. T. M. P. M. 1878. I. 318—330.
— Mikroskopische Beobachtungen an californischen Gesteinen. L. J. B.-B. V. 1887. 451.
R. Schwerdt, Untersuchungen über Gesteine der chinesischen Provinzen Shantung und Liautung. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 198—233.
Th. Siegert, Erläuterungen zu Section Löbau-Herrnhut der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1894.
L. Smith, Remarques sur le fer natif d'Ovifak et la roche basaltique qui le contient. Ann. Chim. et Phys. 1879. (5.) XVI.
H. Sommerlad, Vorläufiger Bericht über hornblendeführende Basalte. XX. Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilk. 1881.
— Über hornblendeführende Basaltgesteine. L. J. B.-B. II. 1882. 139.
— Über Nephelingesteine aus dem Vogelsberg. XXII. Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilk. 1883. 263—284.
K. J. V. Steenstrup, Über das Eisen von Grönland. Z. D. G. G. 1876. XXVIII. 225—233.

K. J. V. Steenstrup, Om förekomsten af nikkeljern med Widmanstättenske figurer i basalter i Nord-Grönland. Meddelelser fra Grönland. IV. Kjöbenhavn. 1882. — Mineral. Mag. VI. No. 27. 1—14.

A. Stelzner, Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der argentinischen Republik. Cassel u. Berlin 1885.

A. Streng, Über den Dolerit von Londorf. L. J. 1888. II. 181.

Eug. Svedmark, Mikroskopisk undersökning af de vid Djupadal i Skåne förekommande Basaltbergarterna. Sveriges geolog. Undersökn. Ser. C. No. 60. Stockholm 1883.

— Basalt (Dolerit) van Patoot och Harön vid Wajgattet, Nordgrönland. G. F. i St. Förhdl. 1884. VII. No. 88. 212—220.

J. Szadeczky, Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des siebenbürgischen Erzgebirges. F. K. 1892. XXII. 323.

J. J. H. Teall, On some North-of-England dykes. Q. J. G. S. 1884. XL. No. 158. 209—248.

C. A. Tenne, Über Gesteine der äthiopischen Vulkanreihe. Z. D. G. G. 1893. XLV. 451.

P. Termier, Les éruptions du Velay. Bull. Serv. de la carte géol. de la France. Paris 1890. II. No. 13.

A. P. W. Thomas, Report on the eruption of Taravera and Rotomahana, N. Z. New Zealand 1888.

A. E. Törnebohm, Über die eisenführenden Gesteine von Ovifak und Assuk in Grönland. Bihang till K. Svenska Vet. Akad. Handlingar. V. No. 10. Stockholm 1878.

S. Traverso, Contribuzioni allo studio delle rocce vulcaniche. Giorn. di min. crist. e petr. 1894. V. fasc. 3.

— Su alcune rocce di Fontanaccio e di Flumentorgiu in Sardegna. Atti Soc. ligustica Sc. nat. e geogr. VI. fasc. 3—4. Genova 1895.

P. Trippke, Beiträge zur Kenntniss der schlesischen Basalte und ihrer Mineralien. Z. D. G. G. 1878. XXX. 145—211.

G. Tschermak, Felsarten aus dem Caucasus. T. M. M. 1872. 107.

H. W. Turner, The lavas of Mount Ingalls, California. Amer. Journ. 1892. XLIV. 455.

— The rocks of the Sierra Nevada. U. S. geol. Survey. 14th Annual Report. II. 441. Washington 1894.

G. Untschj, Beiträge zur Kenntniss der Basalte Steyermarks. Mittheil. d. naturw. Ver. f. Steyermark. 1872. 47—60.

Ch. Vélain, Description géologique de la presqu'île d'Aden etc. Paris 1878.

— Les roches volcaniques de l'Ile de Pâques. Bull. Soc. géol. Fr. 1879. (3.) VII. 415—425.

— Sur les roches basaltiques d'Essey-la-Côte. Ibid. 1885. (3.) XIII. 565.

R. D. M. Verbeek, Topographische en geologische beschrijving van Zuid-Sumatra. Jaarb. van het Mijnwesen in Nederl. O.-Indië. 1881.

— Topographische en geologische beschrijving van een gedeelte van Sumatra's Westkust. Batavia 1883.

Herm. Vogelsang, Die Krystalliten; nach des Verfassers Tode herausgegeben von F. Zirkel. Bonn 1875. 106—131.

K. Vogelsang, Beiträge zur Kenntniss der Trachyte und Basalte der Eifel. Z. D. G. G. 1890. XLII. 1.

Tsunashiro Wada, Notes on Fujiyama. Transact. of the seismolog. Soc. of Japan. 1882. IV. 31—38.
M. E. Wadsworth, Picotite found in the groundmass and felspar of basalt. Harvard University Bull. 1882. No. 22. 359.
H. St. Washington, The volcanoes of the Kula Basin in Lydia. New York 1894.
— On the basalts of Kula. Amer. Journ. 1894. XLVII. 114.
E. Weber, Erläuterungen zu Section Hochkirch-Czorneboh der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1894.
Rich. Wedel, Über das Doleritgebiet der Breitfirst und ihre Nachbarschaft. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1890. Berlin 1892. 1.
P. N. Wenjukow, Über einige Basalte des nördlichen Asiens. Arbeiten d. St. Petersburger Ges. d. Naturf. 1884. L. J. 1885. I. 431.
— Les roches basaltiques de la Mongolie. St. Petersburg 1888.
— Sphärolith-Tachylyt von Sichota-Alin im Ussurigebiet. Mém. Soc. belge de géol. 1887. 156.
L. van Werveke, Beitrag zur Kenntniss der Gesteine der Insel Palma. L. J. 1879. 815—831.
— Über den Nephelinsyenit der Serra de Monchique und die denselben durchsetzenden Gesteine. L. J. 1880. II. 141.
Arth. Wichmann, Basalt von der Insel Ponopé (Ascension), Carolinen-Gruppe. L. J. 1875. 658.
— Einige Mittheilungen über die Insel Futuna. Journ. Mus. Godeffroy. 1878. XIV. 217—221.
— Ein Beitrag zur Petrographie des Viti-Archipels. T. M. P. M. 1882. V. 1—60.
— Gesteine von Timor. Leiden 1887. Sammlungen des geolog. Reichsmuseums zu Leiden. No. 14.
— Zur Geologie der Insel Saleijer. Natuurk. Tijdschrift. Dl. LIV. Afd. 3. Batavia 1895.
A. Winther und W. Will, Über den Basalt des Schiffenberges. XV. Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. Giessen 1876.
H. Wolf, Beitrag zur Petrographie des Herrerolandes. T. M. P. M. 1887. VIII. 193—222.
Ferd. Zirkel, Geologische Skizzen von der Westküste Schottlands. Z. D. G. G. 1871. XXIII. 53 sqq. u. 92 sqq.
— Glaserfüllte Sandsteine aus dem Contact mit Basalt. L. J. 1872. 7—12.
— Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Structur der Basaltgesteine. Bonn 1870.
— Cordieritbildung in verglasten Sandsteinen. L. J. 1891. I. 109.

Die Ausdehnung des Begriffes Basalt hat seit Einführung des Mikroskopes in die Petrographie bedeutende Veränderung erfahren. Es ist ein dauerndes Verdienst Zirkel's, dass er in einer diese Gesteinsgruppe behandelnden Arbeit darthat, dass in derselben feldspathführende und feldspathfreie, dafür aber nephelin- oder leucithaltige Gesteine vereinigt seien. Dementsprechend theilte er dieselben in Feldspathbasalte, Nephelinbasalte und Leucit-

basalte. Die Untersuchungen, welche gleichzeitig von Bořicky im böhmischen Mittelgebirge, von mir am Kaiserstuhl ausgeführt wurden, ergaben die Selbständigkeit eines weiteren Typus der basaltischen Gesteine, welcher durch den absoluten Mangel eines feldspathartigen Mineralcomponenten charakterisirt wird, und den ich nach einem Fundort am Kaiserstuhl Limburgit nannte, während Bořicky, im Hinblick auf die oft bedeutende Menge einer glasigen Basis in diesem Typus den Namen Magmabasalt gewählt hatte. Repräsentanten desselben oder doch demselben sehr nahe verwandte Gesteine hatte übrigens bereits Zirkel bei seinen Basaltstudien kennen gelernt. Die zusammenfassende Darstellung der basaltischen Gesteine in der ersten Auflage dieses Buches nöthigte zur Abscheidung eines weiteren, recht verbreiteten Gesteinstypus, der durch die Combination von Plagioklas und Nephelin oder Leucit gekennzeichnet, sich zum eigentlichen Basalt analog verhält, wie der Phonolith zum Trachyt. Derselbe wurde mit der Bezeichnung Tephrit und Basanit als selbständige Gesteinsfamilie aufgestellt. Stelzner wies nach, dass in gewissen basaltischen Gesteinen, die gleichfalls feldspathfrei sind, statt des Nephelins oder Leucits der Melilith die Stelle des Feldspaths einnimmt und schuf damit die Familie der Melilithbasalte. Endlich hat Doelter eine letzte Gruppe, welche durch das Fehlen jedes feldspathähnlichen Gemengtheils und des Olivins sich abhebt, als Augitit benannt. Somit wäre die frühere Art Basalt zu einer Ordnung mit den Familien Feldspathbasalt oder Basalt schlechthin, Nephelinbasalt, Leucitbasalt, Melilithbasalt, Tephrit, Limburgit und Augitit geworden, deren jede bei fortschreitender Erweiterung unserer Kenntnisse in mehr oder weniger Arten gegliedert wird.

Dementsprechend war der Feldspathbasalt oder Basalt schlechthin in der ersten Auflage dieses Buches dahin definirt, dass er ohne Rücksicht auf das gröbere oder feinere Korn, wie ein solches früher in den Bezeichnungen Dolerit, Anamesit und Basalt ihren Ausdruck fand, die tertiären und recenten Aequivalente der alten Olivindiabase und Melaphyre, d. h. also körnige oder porphyrische jüngere Ergussgesteine umfassen sollte, welche sich mineralogisch als olivinführende Glieder der Plagioklas-Augitreihe charakterisirten. Von der gebräuchlichen Auffassung abweichend, war demnach der Olivin nicht als ein accessorischer, sondern als ein wesentlicher Gemengtheil der Basalte aufgefasst. Die bis dahin bekannten olivinfreien Glieder der Basaltgruppe gehörten theils zu den Tephriten,

theils zu den zweifellosen Augitandesiten. Die fortschreitende Erfahrung hat gelehrt, dass es in ziemlicher Verbreitung olivinfreie basaltische Gesteine giebt, die sowohl nach ihrem chemischen Bestande, wie nach ihrer Structur zum Basalt gehören, und dass somit auch Aequivalente der eigentlichen Diabase und gewisser Augitporphyrite unter den Basalten auftreten. Es wird daher die Definition des Basalts nunmehr dahin zu ändern sein, dass wir darunter neovulkanische Ergussgesteine der Gabbromagmen (selbstverständlich einschliesslich ihrer gang- und stockförmigen Vorkommnisse) verstehen, welche, äquivalent den palaeovulkanischen Diabasen und den Melaphyren, mineralogisch durch die olivinhaltige oder olivinfreie Combination Plagioklas-Augit gekennzeichnet sind. Die Aequivalenz mit den Diabasen schliesst die saureren Plagioklas-Augitgesteine der neovulkanischen Reihe aus, welche hier zu den Andesiten gestellt wurden. Immerhin behält die Abgrenzung der Basalte gegen die Augitandesite eine unleugbare Unsicherheit. Je weiter sich unsere Kenntnisse dieser Familie extensiv und intensiv entwickeln, um so mehr wird man von der Continuität der Gesteinsreihen sich überzeugen müssen. — Die bei den Augitandesiten sehr verbreitete, bei den Basalten verhältnissmässig seltene hyalopilitische Ausbildung der Grundmasse bedingt es, dass die erstgenannten Gesteine sehr oft bei etwas ins Fettige neigendem Glanze mehr flachmuschligen Bruch mit recht glatter Bruchfläche, die letzteren mehr ebenen Bruch und weniger glatte Bruchfläche haben. Ebenso wird durch die reichlichere Glasbasis, die saureren Feldspathe der Grundmasse, und deren geringeren Gehalt an Pyroxenen das specifische Gewicht der Augitandesite niedriger, als dasjenige der Basalte. Der Kieselsäuregehalt der letzteren schwankt um 50 %, sinkt oft unter diese Zahl bis auf 45 % und erhebt sich nur bei einigen Typen bis auf 55 %, derjenige der Augitandesite geht nur selten unter letzteren Werth hinab.

Mineralogische Zusammensetzung der Basalte.

Die bestimmenden Gemengtheile der basaltischen Gesteine sind ein Kalknatronfeldspath und Augit, zu denen sich in den verbreitetsten Typen Olivin gesellt. Von seltenen Ausnahmebildungen abgesehen, sind Magnetit (oft titanhaltig) oder Ilmenit allgemein und meistens sehr reichlich vorhanden; auch der Apatit fehlt wohl nie. Dagegen ist Zirkon ungleich seltener als in den andesitischen Gesteinen. Dass der Kalknatronfeldspath z. Th. durch

Sanidin ersetzt werde, ist eine verbreitete, aber bisher selten sicher erwiesene Angabe. Durch den Eintritt von Nephelin werden die Übergänge in tephritische Gesteine vermittelt. Der Augit wird in gewissen Typen von rhombischen Pyroxenen, von Hornblende und Biotit begleitet. — Quarz ist letzthin in gewissen, zu den Basalten gerechneten Gesteinen mehrfach erkannt worden. — An accessorischen Mineralien kommen, vom Pyrit abgesehen, nur Spinellide und Perowskite in einiger Verbreitung, Hauyn vereinzelt vor.

Die Kalknatronfeldspathe, im frischen Zustande durchweg vom Mikrotinhabitus, sind bald in zwei Generationen, bald nur in einer Generation ausgebildet. Wo eine ältere, intratellurische Generation neben einer jüngeren Generation der Effusionsperiode sicher erkennbar ist, und das Mischungsverhältniss der ersteren bestimmt werden konnte, erwiesen sich die Einsprenglinge meistens recht basisch, zum schwach natronhaltigen Anorthit, zum Bytownit oder zum Labradorit, letzteres wohl seltener, gehörig. Wo nur eine Generation von Feldspath vorliegt, wurde diese mehrfach chemisch und optisch als dem Labrador angehörig erkannt. Aus den Bauschanalysen lässt sich indessen erschliessen, dass in gewissen Gesteinen dieser Art auch Andesin, vielleicht auch Oligoklas auftreten kann. Eine jüngere Generation von Feldspathen liess nach den herrschenden Auslöschungsschiefen gegen die Längsrichtung (Axe $\breve{a}$) die Labradoritnatur derselben am häufigsten als die wahrscheinliche bestimmen; doch scheinen nicht allzuselten auch saurere Mischungen vorzukommen. Interessant ist die Beobachtung Streng's, dass im Hauptgestein des Dolerits von Londorf der Feldspath Andesin (Ab_2An_1) ist, in der glasigen Schlackenkruste desselben Labradorit (Ab_4An_5).

Die Feldspatheinsprenglinge basischen Charakters sind zumeist tafelförmig nach M, oder angenähert isometrisch nach den drei Axen, seltener prismatisch nach der brachydiagonalen ausgebildet. Die Umrisse gestatten nur eine unsichere Bestimmung der Krystallform, doch konnten neben P und M die Flächen T und l, x und y als häufig vorkommend erkannt werden. Alle andern Flächen treten jedenfalls nur sehr untergeordnet combinatorisch auf. — Die Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz* ist allverbreitet, die einzelnen Lamellen gern recht breit und dann nicht gerade zahlreich. Gleich-

* Rinne beobachtete dasselbe auch penetrationsartig ausgebildet (Roc tourné-Zwillinge G. Rose's).

zeitige Entwicklung des Periklingesetzes ist nicht selten, die Verzwillingung von Albitviellingen nach dem Karlsbader Gesetz überaus häufig. Der gegenseitige Verlauf der verschiedenen Zwillingslamellendurchschnitte und die Häufigkeit knäuelartiger Durchdringung weist auf das Vorkommen weiterer Gesetze in wechselnder Ausbildung hin, unter denen das Bavenoer Gesetz öfters erwähnt wird. Sternförmige Anordnung deutet nach der Sechszahl und den Winkeln auf Zwillinge nach dem Prisma. — Eine zonare Structur ist bei den Einsprenglingen nicht selten, aber im Ganzen nicht so ausgeprägt, wie bei den Andesiten. Dieselbe wird oft durch Interpositionen (Glas) in concentrischer Anordnung accentuirt. Bei wesentlich peripherischer Anordnung der letzteren folgen dieselben bisweilen nicht den Krystallumrissen, sondern den Corrosionsflächen, wie dieses auch bei den Augitandesiten (S. 866) erwähnt wurde. — Das Fehlen der Zwillingslamellirung ist gerade bei den recht basischen Kalknatronfeldspathen der Basalte nicht selten und hat vielleicht zu manchen Angaben über das Vorkommen von Sanidin geführt. Die Behandlung des Präparates mit Salzsäure klärt meistens auf. — Zu den in hinreichend dünnen Schliffen nie fehlenden Spaltrissen nach P und M gesellen sich oft diejenigen nach dem Prisma und ermöglichen dann die Bestimmung des Charakters der Auslöschungsschiefe. — Der Einschlussreichthum dieser Feldspathe ist ein sehr wechselnder, aber im ganzen nicht so gross, wie bei den Andesiten, wenn schon auch hier gelegentlich eine vollkommene Durchäderung mit Glas vorkommt. Regellos begrenzte, oder polygonale, die Form des Wirths nachahmende, sehr häufig schlackig entglaste Glaseinschlüsse sind am verbreitetsten, solche von Flüssigkeiten (darunter, nach Zirkel, am Berge Smolnik zwischen Kremnitz und Heiligkreuz in Ungarn auch liquide Kohlensäure) selten, Gase häufig. Die älteren Gemengtheile (Olivin, Eisenerze, Spinellide und Perowskit, sehr selten Augit) kommen immer nur einzeln eingeschlossen vor. — Zerbrechungen durch die Gesteinsbewegung und chemische Corrosionen sind gewöhnliche Erscheinungen. Ob die gelegentlich wahrzunehmende undulöse Auslöschung auf sehr versteckte Zwillingsbildung, auf isomorphe Schichtung, oder auf Gebirgsdruck zurückzuführen sei, ist kaum mit einiger Sicherheit zu sagen.

Die jüngere, zweifellos der Effusionsperiode angehörige Feldspathgeneration zeichnet sich durch ihre Leistenform aus. Die Längsrichtung der gewöhnlich nicht zahlreichen schmalen Zwillingslamellen geht der Leistenrichtung parallel. Die sehr ge-

ringen Dimensionen machen die Entwicklung von Spaltungsrissen meistens unmöglich. Zonare Structur, mechanische und chemische Deformationen, sowie Interpositionen fehlen meistens absolut. Eine fluidale Anordnung dieser Leistchen ist sehr verbreitet und fehlt nur bei gewissen diabasischen Structurformen der Grundmasse regelmässig. In andern Fällen drängen sich diese Feldspathleistchen oft zu rundlichen Nestern zusammen. — Nur in wenigen Gesteinen tritt eine kurzrectanguläre bis quadratische Form der Grundmasse-Feldspathe in den Vordergrund; auch dann ist Zwillingsstreifung die Regel, ihr Fehlen die Ausnahme. Wenn Sanidin als Gemengtheil der Basalte verbreitet ist, so hätte man ihn mit grösster Wahrscheinlichkeit unter den Grundmasse-Feldspathen zu suchen. — In sehr glasreichen Basalten kommt der Grundmasse-Plagioklas auch in dünnen Tafeln nach M und in Zwillingen dieser nach dem Karlsbader Gesetz vor. — Vélain macht über basaltische Laven von Aden die auffallende Angabe, dass neben Einsprenglingen von Labrador der mikrolithische Grundmasse-Feldspath Anorthit sei. Dieselben Basalte enthalten überdies etwas Hornblende und Tridymit. Sollte sich dieses von dem normalen abweichende Verhältniss bestätigen, so könnte man versucht sein, an Beimischung andesitischen Materials zu denken und hätte ein Analogon zum Auftreten des Quarz in den Quarzbasalten. — Nach demselben Autor lassen die basaltischen Eruptivmassen der Insel St. Paul im Indischen Ocean, und ähnlich diejenigen der Insel Amsterdam einen merkwürdigen Wechsel in der Natur ihrer Feldspathe erkennen. Nach dem Ausbruch der liparitischen Gesteine, welche die Basis der erstgenannten Insel bilden, fanden Eruptionen eines in Gängen auftretenden olivinfreien Labradorbasaltes statt. Dann erst trat Kraterbildung ein, und es ergossen sich Ströme von olivinfreien Anorthitbasalten, deren Anorthit analytisch sicher gestellt ist. Hierauf folgen Ergüsse eines olivinarmen Anorthit-Labradorbasaltes, dann solche von olivinreichen Labradorbasalten. Die jüngsten Laven enthalten wieder Labrador und Anorthit. - Gegabelte und trichitische Wachsthumsformen der Grundmasse-Feldspathe sind recht verbreitet, zumal in glasreichen Gesteinen. In sehr langen und schmalen, fast apatitähnlichen Individuen ist der Feldspath in einem caucasischen Basalt von Takjaltú bei Kolp ausgebildet*.

* Hibsch constatirte Neubildung von Feldspath als Überzug der Wände von Blasenräumen, deren Inneres dagegen mit Zeolithen erfüllt ist, so östlich von Zautig bei Tetschen.

In solchen basaltischen Gesteinen, die eine Unterscheidung zweier Feldspathgenerationen nicht gestatten, oder wo thatsächlich nur eine Feldspathgeneration vorhanden ist, haben die Feldspathe je nach der Gesteinsstructur die bei Diabasen übliche Form breiterer Leisten, oder sie bilden mehr isometrische hypidiomorphe Individuen. In beiden Fällen ist auch eine, auf nach aussen abnehmende Basicität hinweisende, Zonarstructur oft ebenso zu beobachten, wie bei den Einsprenglingen, doch fehlen gewöhnlich die reichlicheren Einschlüsse jener, sowie die Corrosionsphänomene. Dagegen kommen hier öfters undulöse Auslöchungen vor, welche auf mechanische Druckphänomene hinweisen, ja, es wurden hie und da Verbiegungen der Zwillingslamellen und Spuren von Knickungen und damit verbundener, wohl erst mechanisch entstandener neuer Zwillingslamellen beobachtet. Nirgends aber steigerten sich die Phänomene etwa bis zu randlicher Kataklase. Diese mechanischen Deformationen, gerade in solchen Gesteinen, dürften vielleicht mit ihrer vorwiegend intrusiven Natur und dem Auftreten in störungsreichen Gebieten zusammenhängen (Irland, Färoer*).

Zersetzungserscheinungen sind im Ganzen selten am Kalknatronfeldspath der Basalte zu beobachten. Umbildungen in Kaolin oder farblosen Glimmer und Calcit dürften die Regel bilden. — Diejenige in Beauxit (Hydrargillit) wies Liebrich (Beitrag zur Kenntniss des Beauxits im Vogelsberg. Giessen 1891) als verbreitet in Basalten des Vogelsberg nach; Bücking giebt dieselbe aus Basalten der Wetterau an. Propylitähnliche Umwandlungen unter Ausscheidung von Epidot und Quarz und Durchtränkung mit Chlorit zeigen die Feldspathe diabasähnlicher Basalte Islands, wie schon Schirlitz beobachtete. — Die Entwicklung von Chalcedonnestern mit Glaskopfstructur im Plagioklas erwähnt Kolenko von der Banks-Halbinsel, Neu-Seeland.

Die Feststellung des Sanidins als selbständigen Gemengtheils normaler basaltischer Gesteine darf wohl zunächst nicht als eine zweifellose angesehen werden. Er wird indessen ohne Begründung von Zirkel, auch in den Basalten des 40. Parallels, von Bořicky in böhmischen, von J. Roth in solchen von Aden, u. A. angegeben. Bořicky betont die rissige Querabsonderung dieses Minerals nach einer etwa wie k liegenden Fläche. Knapp nennt

* Linck's Beobachtungen an dem Basalt von Reichshofen im Elsass gestatten vielleicht eine analoge Deutung.

Orthoklas in Bavenoer Zwillingen als Gemengtheil der Basalte des Frauenbergs, des nordöstlichen Ausläufers der Breitfirst. Sehr positiv lauten die Angaben Negri's über Sanidin als Einsprengling und in der Grundmasse des Basalts von Albettone bei Villa Salvi in den Euganäen. Fromme beobachtete, dass schwach doppelbrechende Partien der Grundmasse von Basalten der Gegend von Cassel nicht von Salzsäure angegriffen wurden, und schliesst daraus auf Sanidin. — Die grossen Einsprenglinge von Na-reichem Orthoklas, welchen Jannetaz aus Basaltblöcken der Agglomerate des Puy Montadoux beschrieb, dürften Fremdlinge sein. Fouqué bestimmte den Sanidin und Orthoklas optisch und chemisch als Einsprenglinge in den basaltes andésitiques von Morangie (Puy-de-Dôme), wo er in untergeordneter Weise von Andesin, Oligoklas, Labrador und Bytownit begleitet wird. Das sind gewiss keine normalen Basalte mehr, was ja auch die Bezeichnung andesitisch ausdrückt. Dasselbe gilt von den nicht unbeträchtlichen Mengen von Orthoklas-führenden basaltischen Gesteinen des Yellowstone National Park, welche Iddings zu seiner Absarokit-Shoshonit-Banakit-Reihe stellt.

Sicherer als der Sanidin ist Nephelin in manchen Basalten nachgewiesen worden, doch fehlt auch hier oft die chemische Reaction, welche streng beweisen würde. So sei auf die Angaben von Eichstädt über dieses Mineral in vitrophyrischen Basalten Schonens, von Hartmann in Auckland-Basalten, von Hofmann in solchen von Bakony, von Trippke in schlesischen, von F. A. Hoffmann (zusammen mit Leucit) im Strombasalt vom Gethürmser Typus von Dreihausen bei Marburg, von Beck in Basalten des Blattes Sebnitz-Kirnitzschthal in Sachsen, von Klemm in dem an Granit-einschlüssen reichen Basalt des Stolpener Schlossberges (Sachsen), von Hazard in solchen der Lausitz u. a. hingewiesen. Hazard fand den Nephelin immer nur, wenn keine Glasbasis vorhanden war; basishaltige Basalte führten keinen Nephelin. Analoges berichten Pröscholdt und Thürach aus südthüringischen Basalten. Diese weite Verbreitung markirt Übergänge in die Tephrite. — Sehr problematisch klingen die Mittheilungen von Lagorio über ein Ganggestein aus dem Kalke von Ersby auf der Insel Pargas, welches in einer trichitisch entglasten bräunlichen Basis vorwiegend Plagioklas und in nicht einzeln bestimmbaren Mikrolithen wahrscheinlich Augit und Olivin, ferner Magnetit, sowie Leucit und Nephelin führen soll.

Lacroix fand in 1 mm breiten Äderchen im Basalt der Banne

d'Ordenche, Mont Dore, allotriomorphen Leucit, gemengt mit etwas Plagioklas, Augit, brauner Hornblende, Anomit, Apatit und Haematit.

Der herrschende pyroxenische Gemengtheil der basaltischen Gesteine ist ein monokliner Augit, welcher eine grosse Ähnlichkeit mit dem Augit der Diabase besitzt. Auch dieses Mineral ist bald in einer älteren und einer jüngeren Generation, bald nur in einer einzigen Epoche der Gesteinsbildung entwickelt.

Der Augit tritt ungleich häufiger als der Feldspath in intratellurischen Einsprenglingen auf, welche dann, von mechanischen und chemischen Deformationen abgesehen, oktogonale Säulen mit den Flächen (110) (010) (100) (11$\bar{1}$), seltener (102) darstellen. Obwohl die Pinakoide sich gern auf Kosten der Prismenflächen ausdehnen, geht dieses doch nie so weit, wie bei den rhombischen Pyroxenen. Zwillingsbildung nach (100) ist recht verbreitet; dabei schieben sich gern zwischen die beiden grossen Hälften eine Anzahl schmaler Lamellen in Zwillingsstellung ein. Auch knäuelartige Verwachsungen, die wohl häufig als Zwillingsbildungen nach (101) und (122) zu deuten sind, gehören zu den gewöhnlichen Erscheinungen.

Die Augiteinsprenglinge besitzen nicht selten einen vorzüglichen Schalenbau, welcher in den meisten Fällen parallel der angegebenen Krystallform geht, in andern Fällen jedoch die sogenannte Sanduhrform erkennen lässt. Diese deutet entweder auf ursprüngliche gegabelte Wachsthumsform des Individuums oder auf Anwachskegel verschiedener chemischer Zusammensetzung über Orthopinakoid und Prisma, über Pyramide und über Klinopinakoid, was sich dann, wie Blumrich (l. c.) vorzüglich darthat, durch verschiedenes optisches Verhalten dieser Anwachskegel kundgiebt. Für die Einzelheiten sei auf die schöne Arbeit von Blumrich selbst hingewiesen. Im Detail gewinnt dieser Schalenbau eine gewisse Mannichfaltigkeit dadurch, dass bald nur Kern und Schale, bald eine grössere Anzahl von concentrischen Schalen oder Anwachsstreifen von idiomorpher Form zu unterscheiden sind, dass bald der innere Kern, offenbar infolge von Corrosionen vor Ansatz der jüngeren Schale, keine krystallographischen Umrisse zeigt, bald die äussere Schale derselben ebenso wie der Kern entbehrt. Dann ist die äussere Schale stets sehr wenig mächtig und einschlussreich, und lässt somit auf raschen und kurzen Verlauf des peripherischen Wachsthums schliessen, welches eine Ausheilung der gestörten Krystall-

formen verhinderte. Hiermit verwandt ist auch die nicht gerade häufige Umrandung grösserer Augiteinsprenglinge durch parallel gestellte mikrolithische Individuen der Effusionsperiode, welche auch Renard (Kerguelen) beobachtete. — Die schalenartig wechselnden Farben sind hellgrau bis fast farblos, grünlichgrau und rothbraun bis braun oder rosa; dabei haben die älteren Theile des Krystalls, wenn nicht immer, so doch in den weitaus meisten Fällen grünliche Farbentöne, die jüngeren peripherischen Theile sind bräunlich. Hiermit steht es im Einklang, dass in Gesteinen, wo grünliche und bräunliche Augite zusammen, aber gesondert, als Einsprenglinge vorkommen, die grünen gern corrodirt sind, während der Idiomorphismus der braunen tadellos ist. Nach einer Untersuchung der grünen Augite der basaltischen Gesteine von Jan Mayen durch Scharizer sind dieselben chromhaltig und werden deswegen von ihm Chromdiopsid genannt. Eingehende chemische Untersuchungen über diese beiden Augitarten fehlen leider noch; dass sie chemisch nicht ident seien, beweisen die oft bedeutenden Verschiedenheiten in der Lage der Auslöschungsrichtungen in den verschiedenfarbigen Theilen. — Nur einmal wurde es beobachtet (Langenscheid), dass zu einem corrodirten Augiteinsprengling die während der Effusionsperiode neu angeschossene Substanz in parallelen Säulchen senkrecht zur Grenze gestellt und von dem Kern durch einen Saum von Magnetit nahezu getrennt war. — Kerne von Hypersthen in Augiten giebt Michel-Lévy aus den Basalten des Puy-Gros im Mont Dore, sowie zwischen Perpezet und La Graille an.

Geradeso wie bei den Diabasaugiten gesellt sich zu der normalen Spaltbarkeit nach (110), die stets deutlich hervortritt, oft eine weitere nach (100), und verleiht dem Pyroxen einen diallagähnlichen Charakter. Sehr ausgebildet ist diese pinakoidale Spaltung nach Osann in den Augiten olivinfreier Basalte von Thorshavn und Kolter, Fär-Oer, welche in ihrer chemischen Zusammensetzung dem gleichgebauten Pyroxen der Salitdiabase des Connecticutthales auffallend nahe stehen. Ebenso betont Schirlitz die Spaltbarkeit der Augite gabbro- und diabasähnlicher, olivinarmer oder olivinfreier Basalte von der Laká, Vididalsá u. a. O. in Irland nach (100), zu welcher sich hier noch eine weitere nach (010) gesellt. — Die auch bei den Diabasaugiten vorkommende malakolithische Spaltung nach (001) beobachtete Osann deutlich an den genannten Fär-Oer-Gesteinen, doch war hier der mit solcher Spaltung gern verbundene polysynthetische Zwillingsbau nicht sicher erkennbar.

Die optische Orientirung der Augiteinsprenglinge ist die normale, ihr Pleochroismus ein sehr geringer. Die senkrecht zur Axenebene schwingenden Strahlen pflegen gelblich bis bräunlich, die in denselben schwingenden grünlich oder graugrün bis violett zu sein. Ebenso fand Streng bei den Augiten in den Drusen des Dolerits von Londorf senkrecht zur Axenebene bräunlich mit Stich ins Grünliche oder Gelbliche, in der Axenebene bräunlich mit Stich ins Violette bei $c:c = 43—44^0$, das ist das Verhalten des Ti-haltigen Augits. Mit stärkerem Pleochroismus ist oft eine auffallend starke Axendispersion $\upsilon > \varrho$ verbunden (Hirschberg bei Bertsdorf unfern Bautzen). — Augite der Basalte von Guatemala haben nach Bergeat z. Th. den Pleochroismus der Andesitpyroxene, a grün mit Stich ins Gelbe, b röthlichgelb, c blaugrün in geringer Intensität der Farben. — Gelblich ist nach Thomas der Augit in den Auswurfsmassen vom Charakter der olivinfreien Basalte bei der Eruption des Tarawera auf Neu-Seeland im Sommer 1888.

Die Interpositionen der Einsprenglingsaugite sind nie so zahlreich, wie diejenigen der Feldspathe. Glaseinschlüsse sind am weitesten verbreitet in ursprünglicher oder schlackig veränderter Ausbildung. Van Werveke fand dieselben bei Palma-Basalten durch Magnetit, spiessige Nadeln unbestimmbarer Natur und ein als Hornblende gedeutetes Mineral entglast. Das Gestein selbst enthält keine Hornblende. Dieses Entglasungsproduct ist vielleicht identisch mit den von Mügge beobachteten Interpositionen in Augiten der Basalte von San Miguel und Fayal, welche prismatische Formen mit stumpf domatischer Endigung, eine Längsspaltbarkeit, zu welcher die Auslöschung genau oder annähernd parallel liegt, starke Doppelbrechung, gelblichbraune Farbe und stärkere Absorption für parallel als für senkrecht zur Längsaxe schwingende Strahlen zeigen. Sonst ist oft Magnetit und Ilmenit, sowie Spinellide oder Perowskit, seltener Olivin, recht selten von Salzsäure zersetzbarer Feldspath, noch seltener wohl sind Flüssigkeiten eingeschlossen.

Die jüngere Generation von Augiten, welche sicher der Effusionsperiode angehört, bildet bald idiomorphe mikrolithische Individuen — in glasreichen Basalten auch gern gegabelte Wachsthumsformen — oder aber rundlich-eckige Körner. Zwillingsbildungen und Einschlüsse pflegen zu fehlen. Die Farben sind meistens hellrosa oder grünlich, selten braun von einiger Tiefe des Tons. Dieselben überwiegen meistens bedeutend an Menge die Feldspathe jüngerer Generation und setzen oft die Grundmasse

fast ausschliesslich mit Magnetit zusammen. Nur bei gewissen andesitischen Basalten kehrt sich dieses Verhältniss um. In vielen Gesteinen drängen sich die jüngeren Augite zu rundlichen Häufchen, sogenannten Augitaugen, zusammen. Dadurch, dass in diesen Häufchen die einzelnen Individuen sich mehr und mehr radial ordnen, entstehen Annäherungen an die Chondren der Meteorite* (Salesl, Ovifak u. a. O.). — Eine auf gewisse Erstreckung hin parallele Anordnung der Augitmikrolithe, die erst zwischen gekreuzten Nicols hervortritt, kommt gleichfalls vor.

Wo nur eine Generation zur Entwicklung gelangte, bildet der Augit bald hypidiomorphe Individuen, wie der Diallag mancher Gabbros, oder er ist in breiten, von Feldspathleisten unterbrochenen Körnern ausgebildet, die man erst durch Beobachtung zwischen gekreuzten Nicols als einheitliche Individuen erkennt. Die Structur dieser Augite, ihre Spaltbarkeit, ihre Farben, ihre Einschlüsse sind dieselben, wie bei den Einsprenglingen. Jedoch pflegt der Farbenwechsel in einem Individuum mehr in unregelmässigen Flecken, als in concentrischen Zonen ausgebildet zu sein. Die braunen Farben scheinen zu herrschen, und kommen an manchen Localitäten allein vor (Dolerite der Trappformation von Irland haben nach Schirlitz nur braunen Augit).

Dass der Augit einem basaltischen Gestein ganz fehlen könne, beweisen einige vitrophyrische Basalte, die später zu besprechen sind, und wurde wohl zuerst von v. Drasche an glasreichen Laven von La Réunion beobachtet. — Monckton beschreibt einen intrusiven olivinfreien Basalt von Stirling in Schottland, dessen doleritisches Centrum reichlich Augit führt, während derselbe nach der Peripherie hin verschwindet, so dass hier in einer mehr oder weniger glasigen Basis nur Wachsthumsformen von Magnetit und Plagioklas-Mikrolithe liegen.

Umwandlungsphänomene gelangen nur selten zur Beobachtung. Dieselben stimmen mit denjenigen der Diabasaugite überein. Chlorit, Epidot, Calcit, Limonit und Quarz sind die Neubildungen (Schirlitz). — Umwandlung des Augits in gelblichen Opal, wie das Kolenko auf der Banks-Halbinsel in Neu-Seeland fand, und wie das auch in Auvergner Basalten vorkommt, deutet wohl auf Solfataren-Einwirkung hin.

---

* Rinne glaubt auf Grund von Schmelzversuchen durch den elektrischen Strom an Olivin und Hypersthen, dass manche chondrenartige Augitaugen, Feldspathaugen und Olivinaugen in basaltischen Gesteinen durch Wiederschmelzung und Neukrystallisation der genannten Mineralien entstanden seien.

Neben dem normalen Augit enthalten manche olivinfreie Basalte, welche gangförmig im nördlichen England die Schichtenreihe bis in den Oolith hinauf durchbrechen, den bei den Diabasen zu beschreibenden farblosen Pyroxen, welchen man mit Unrecht zum Salit zählt.

Rhombische Pyroxene, welche theils zum Hypersthen, theils zum Bronzit zu gehören scheinen, kommen in idiomorphen Krystallen in einer Abtheilung der Basalte vor, welche hauptsächlich in dem Great Basin und dem californischen Küstengebirge verbreitet sind, und nach Structur und chemischer Zusammenzetzung zu den Hypersthen-Andesiten vermittelnd hinüberspielen. — In wechselnder Menge und meistens hypidiomorpher Ausbildung begegnet man ihnen neben Augit in europäischen Basalten Hessens (Sababurg), des Mainthals und der Rhön. — In gewissen grönländischen Basalten, welche überdies durch ihren Gehalt an gediegenem Eisen interessant sind, ersetzt der Bronzit den Augit fast vollständig und erscheint alsdann in spärlichen Einsprenglingen und als wesentlichster Grundmassegemengtheil. Er wurde in diesen Gesteinen zuerst von Törnebohm beobachtet, dann von Steenstrup* nachgewiesen. v. Lasaulx erwähnt bereits 1873 Bronzit aus Basalt von Castelvecchio im Vicentinischen. — Bedeutsam ist die Beobachtung Rinne's, dass in vitrophyrischen Basalten, die noch keinen Augit enthalten, Hypersthen häufig ist, während an demselben Vorkommen (Buschhorn bei Neuenhain, Hessen) die glasarmen Ausbildungsformen des Basalts reichlich Augit führen.

Dass basaltische Hornblende** gelegentlich als Einsprengling auftritt und dann fast immer stark abgeschmolzene Formen besitzt, ist aus dem Westerwalde und Siebengebirge längst bekannt. Sie wurde von Möhl im Basalte von Scheidsberg bei Remagen und dem Eisenbahneinschnitte zwischen Heynewalde und der Zittau-Grossschönauer Chaussee in Sachsen, von Scharizer (mit abnormer Absorption) im Basalt von Jan Mayen, von K. Hofmann in Bakonyer Basalten, von Vélain in solchen von Aden und dem Krater Commerson auf La Réunion, von Budai bei Rakotytyàs am Fusse des Mitacs in der Hargitta, von van Werveke in Palma, von Pabst am Pass zwischen Imari und Arita in Japan nach-

* Persönliche Mittheilung an den Verf.

** Nicht hierher gehören natürlich Hornblenden, welche mit andern Mineralien in Drusen von Basalten aufgewachsen erscheinen, dem Gesteinskörper selbst fehlen. Streng fand solche z. B. im Dolerit von Londorf.

gewiesen. Sie trägt allenthalben den Charakter eines fremdartigen Gemengtheils und mit Recht sagt Chelius gelegentlich des hornblendeführenden Basalts vom Dolmesberg in Mainzer Eichen (Hessen-Darmstadt): „Hornblende kommt nur an der Stelle im Basalt vor, wo abnorme Verhältnisse vorliegen.“ Gewissermaassen als Vertreter des fehlenden Olivins nennt Hibsch die Hornblende in Schlottbasalten NO. Parlosa und S. der Güntersdorfer Strasse, sowie im Strombasalt östlich von Haberndorf in der Gegend von Tetschen. Ebenso fand Hazard, dass Hornblende und Olivin in ihrer Summe in gewissen Lausitzer Basalten constant seien, dass aber die Hornblende fast nur in den „Stielbasalten“, der Olivin in den Deckenbasalten zu finden sei. Die Gangbasalte verhalten sich wie die Deckenbasalte, ebenso die Quellkuppen. Im Allgemeinen ist ihr regelmässiges Auftreten mit dem Eintritt von etwas Nephelin begleitet und die an späterer Stelle zu besprechenden sog. Hornblendebasalte nähern sich chemisch und mineralogisch den Tephriten. Als wesentlicher Grundmassegemengtheil ist sie nach Chelius in einem basaltischen Gestein von Sprendlingen (Hessen-Darmstadt) vorhanden, welches er neuerdings wegen seines nicht unbeträchtlichen Nephelingehaltes zu den Tephriten stellt. In kleinen Mengen tritt sie accessorisch in Lappen und Fetzen im nordenglischen olivinfreien Gangbasalt auf. — Man kann recht gut zweierlei Hornblende in den Basalten unterscheiden. Im einen Falle stellt sie, so in den eigentlichen sog. Hornblendebasalten, einen sehr alten intratellurischen Gemengtheil dar und zeigt dann auch in der Mehrzahl der Fälle Resorptionserscheinungen. Deutlich zeigen das auch Hazard's Schilderungen der „Stielbasalte“. Die Hornblende in diesen Lausitzer Stielbasalten zeigt zunächst eine peripherische Bräunung; dann entwickelt sich randlich ein Aggregat unregelmässig lappiger, leicht mit Salzsäure zersetzbarer, brauner Glimmerblättchen, mit geringer Auslöschungsschiefe in lichtem Augit, der nicht aggregatförmig ist, sondern ein skelettartiges Individuum darstellt. Häufig sind in diesem Augit zwei Zonen vorhanden, eine äussere mit Eisenerz und eine innere mit Biotit poikilitisch durchwachsene. Im Kern ist bisweilen noch Hornblende erhalten, bisweilen fehlt sie ganz. — Im andern Fall ist die Hornblende eine späte Bildung im Gestein und dann fehlen die Resorptionserscheinungen. So tritt sie nach Chelius im Odenwald in Basaltgängen, an Basaltgrenzen, in der Nähe von Einschlüssen auf.

Artini beschreibt aus dem Val Dritta am Monte Baldo einen

normalen Basalt, in welchem um helle Flecken, die er für zeolithisch erfüllte Mandeln hält, Zonen von 1—4 mm Durchmesser sich finden, in denen der Augit durch braune basaltische Hornblende vertreten wird. Er hält diese Hornblende gewiss mit Recht nicht für eine alte Ausscheidung. Man denkt unwillkürlich an resorbirte Einschlüsse. Auch die von Artini beschriebenen Structuränderungen sprechen für eine solche Deutung.

Biotit ist in unregelmässig gelappten Blättchen, welche sich gern an den Ilmenit und Magnetit anheften oder zwischen die Pyroxene der Grundmasse einklemmen, gar nicht selten, wenn auch die Menge desselben immer nur eine verschwindende ist. Er ist stark pleochroitisch zwischen hellröthlichbraun und gelb oder graulichgrün bis olivengrün. Auch in der Literatur wird er öfters erwähnt, so von Gümbel (Wenneberg-Gang im Riess), Niedzwiedzki (W. von Brechos und W. von Palaeopolis in Samothrake), Lang (Hohenhagen bei Dransfeld), Berwerth (Jan Mayen), Doelter (Cap Verde-Inseln), Bücking (Rhön), Eichstädt (Schonen). Doch scheint das in braunen Fetzen auftretende Mineral nicht immer Glimmer zu sein, worauf auch Eichstädt hinweist. — Bucca beobachtete in Drusen und im eigentlichen Gesteinsgewebe eines Basalts an der Strasse von Sessa unter Sipiciano bei Roccamonfina hexagonale Glimmerblättchen, die von breitem (110) und sehr schmalem (010) begrenzt werden. Ihr Axenwinkel ist klein, die Dispersion stark, die Bissectrix merklich schief auf (001), die Axenebene senkrecht zu (010). Danach ist dieser Glimmer Anomit. — Unter denselben Verhältnissen fand Lindgren den Anomit in Poren eines Basalts von Calamajuet in Baja California.

Der Olivin ist in den weitaus meisten basaltischen Gesteinen als wesentlicher Gemengtheil vorhanden. Parallelisirt man daher die neovulkanischen Basalte mit den palaeozoischen Diabasen, so muss man als unterscheidend hervorheben, dass in diesen die olivinfreien, in jenen die olivinhaltigen Typen herrschen. Die Menge desselben wechselt sehr. Ausnahmsweise bildet Olivin den herrschenden Gemengtheil; so beschreibt Vélain von La Réunion Basalte von solchem Olivinreichthum, dass sie im serpentinisirten Zustande vollkommen den Serpentinen ähneln, und E. Dana fand ihn bis zu 50% betragend in basaltischen Laven der Sandwich, deren spec. Gew. infolge davon auf 3,20 steigt. Durchschnittlich bleibt der Olivin an Menge hinter dem Augit und Feldspath zurück. Am geringsten pflegt seine Menge bei den hypidiomorph-körnigen und

doleritischen Typen der Familie zu sein. Da Olivin eine isomorphe Mischung von Fayalit und Forsterit darstellt, so ist es leicht verständlich, dass je nach dem Mischungsverhältniss dieser beiden die chemische Zusammensetzung eine sehr verschiedene ist. Man wird sagen dürfen, dass sehr eisenreiche Glieder häufiger sind, als sehr eisenarme. — Auch der Olivin tritt entweder in zwei Generationen oder nur in einer Generation auf; in letzterem Falle fehlt die jüngere Generation.

Die Olivineinsprenglinge sind bald idiomorph in den Bd. I. 3. Aufl. S. 466 angegebenen Formen und gern gestreckt parallel der Brachydiagonalen, in glasreichen Basalten bis zur Bildung langer Nadeln, oder ihre Gestalt ist durch magmatische Resorption mehr oder weniger, oft bis zu vollkommener Körnerform verunstaltet oder durch tiefere und flachere Einbuchtungen gestört. Als Regel darf man es aussprechen, dass der Idiomorphismus des Olivins im umgekehrten Verhältniss zur krystallinen Entwicklung des Gesteins steht*. Neben den grösseren Individuen älterer Bildung kommen auch gelegentlich Wachthumsformen des gleichen Alters vor, welche ebenso wie jene durch ihr Auftreten als Einschlüsse in den Augit- und Feldspatheinsprenglingen ihr hohes Alter beweisen. Zwillingsbildungen nach dem Grundbrachydoma (011) sind nicht selten. Rinne fand daneben auch solche nach (012) im Basalt von Brackeberg. Doss glaubt in syrischen Basalten vom Haurán Zwillingsbildung nach (110) nachweisen zu können.

Die Spaltbarkeit des Olivins zeigt sehr wechselnde Vollkommenheit und pflegt um so deutlicher zu sein, je frischer das Mineral ist; mit beginnender Umwandlung, zumal dann, wenn diese zu Serpentin führt, treten durch die mit solchen Vorgängen verbundene Volumzunahme unregelmässige Sprünge an die Stelle der Spaltrisse. Neben der normalen Spaltung nach den Pinakoiden glaubt Berwerth auch eine solche nach (101) beobachtet zu haben.

Im durchfallenden Lichte ist der Olivin bald vollkommen farblos, bald hellgrünlich oder hellgelblich. Ob letztere Farben ursprüngliche seien oder auf beginnende Veränderungen hinweisen, ist schwer zu entscheiden. Dass ein zonaler Wechsel dieser Töne bisweilen vorkommt, macht die erstere Annahme für gewisse Fälle wahr-

* Bedeutsam ist nach dieser Richtung die Beobachtung Streng's, wonach die Olivine des Hauptgesteins von Londorf Resorptionsphänomene zeigen, diejenigen der tachylytischen Schlackendecke idiomorph und ohne Resorptionsphänomene sind.

scheinlich. Dagegen ist die bei Basaltolivinen sehr verbreitete, durch Glühen ja auch künstlich hervorzurufende, rothe bis rothgelbe Farbe sicher nicht ursprünglich, sondern durch einen Austritt des Eisens in der Form von Eisenoxyd oder Eisenhydroxyd zu erklären. Die Rothfärbung beginnt vom Rande und von Spalten aus und schreitet concentrisch nach innen fort. Dadurch kommt es, dass oft kleinere Krystalle durchweg roth gefärbt sind, während grössere noch einen farblosen Kern haben.

Von Interpositionen enthalten die Olivine der Basalte gern typische oder wie bei Augit schlackig veränderte Glaseinschlüsse und solche von Flüssigkeiten (unter diesen beobachtete Trippke im Gröditzberger Basalt auch liquide Kohlensäure) in Schnüren und auf Ebenen geordnet, seltener die bei Olivingabbros häufigen krystallitischen und trichitischen Gebilde. — Als ganz besonders charakteristische Einschlüsse pflegt man bald vereinzelt, selten in Häufchen zusammengedrängte Kryställchen von regulärer Form zu betrachten, welche gemeinhin als Picotit bezeichnet werden. Dieselben zeigen oft die Oktaëderform, oft Würfelform und sind meistens braun in verschiedenen Tönen, hie und da auch grüngelblich oder farblos durchsichtig. Dass sie Spinelliden (Picotit, Chromit, Pleonast) angehören, ist in einzelnen Fällen sicher nachgewiesen, in andern sehr wahrscheinlich. Dass indessen auch unter den braun durchsichtigen solche vorkommen, in welchen kein Chrom nachweisbar ist, fand van Werveke bei Basalten von Palma. Manche dieser Kryställchen haben durchaus die Eigenschaften des in Nephelin- und Melilithbasalten besonders häufigen Perowskit. — Von älteren Gemengtheilen der Basalte kommen die Eisenerze, der Apatit und gelegentlich Zirkon im Olivin eingeschlossen vor.

Die Umwandlung der Olivineinsprenglinge in Serpentin ist in ihren ersten Stadien eine weit verbreitete Erscheinung und pflegt besonders in holokrystallinen und grobkörnigen Basalten öfters bis zur vollendeten Pseudomorphose zu führen, wobei nicht selten trichitische Erzausscheidungen innerhalb des Serpentins entstehen, welche von denen der vulkanischen Gläser ununterscheidbar sind. — Seltener ist die Umwandlung in radialstrahlige grüne Massen mit den Eigenschaften des Delessit oder Grengesit, welche zuerst von Zirkel aus Basalten von Arthur's Seat und Moss (?) in Norwegen beschrieben wurde. Carbonatausscheidungen begleiten diese Processe nur selten. Boule fand sie im Centrum von Serpentinpseudomorphosen in miocänen, älteren Basalten des Velay. —

Nicht zu verwechseln mit der angegebenen Rothfärbung der Olivine, bei welcher die Härte sich nicht wesentlich ändert, ist die ausserordentlich verbreitete Umwandlung in Iddingsit, wie sie oben aus Naviten (S. 963) angegeben wurde. Diese homogene Pseudomorphose wurde zuerst von Iddings in Basalten des Eureka-Districts, Nevada, richtig erkannt. Er verglich das Umwandlungsproduct mit dem Thermophyllit A. E. Nordenskiöld's. Sollte dieser Vergleich zutreffen, so müsste man den Namen Iddingsit fallen lassen. Michel-Lévy erkannte diese Pseudomorphose in ophitischem Basalt der Banne d'Ordenche im Mont Dore (mit $2V = 70^0$ etwa) und Boule in solchem des Velay. Ich vermuthe, dass der Biotit, welchen Artini als Pseudomorphose nach Olivin aus den Basalten von Monte Castellaro und Ronca im Veronesischen angiebt, ebenfalls Iddingsit sei. Man kann diese Pseudomorphose, die nicht selten neben der Umwandlung in Serpentin in demselben Olivin auftritt, sehr gut in dem Langenscheider Basalt der Voigt und Hochgesang'schen Schliffsammlung studiren. — Ersetzung des Olivins durch Opal beobachtete Kolenko auf der Banks-Halbinsel in Neu-Seeland. — Knapp nennt zunächst Nigrescit, dann Chlorophaeit als Umwandlungsproduct des Olivins in Basalten des Frauenberges (Breitfirst) und giebt auffallenderweise Tridymit als Neubildung bei diesem Process an. — Rinne fand den Olivin der basaltischen Decken des Dachberges bei Rasdorf in der Rhön randlich in eine isotrope, mit Salzsäure leicht gelatinirende, Mg- und Fe-haltige Substanz umgewandelt, welche er für Glas halten möchte, das durch magmatische Wiedereinschmelzung des Olivins entstanden wäre. — Eine Umwandlung des Olivins in Hornblende, welche Renard mit gewissen Vorbehalten von Ascension angiebt, wäre sehr auffallend.

In den Hohlräumen miarolitischer Dolerite aufgewachsene Olivine erwähnt G. vom Rath von Tiberias in Palästina.

Eine Wiederkehr der Olivinbildung in der Effusionsperiode der Basalte kommt vor, ist aber keineswegs eine häufige Erscheinung. Er hat dann gern die Bd. I. 3. Aufl. S. 467 beschriebenen Wachsthumsformen oder bildet mikrolithische Kryställchen mit grossen centralen Glaseinschlüssen. Letzteres ist besonders in vitrophyrischen Basalten häufig und hier dürften diese Olivingebilde kaum als eine jüngere Generation aufzufassen sein. Wahrscheinlicher ist das jugendliche Alter der Olivinmikrolithe in den ganz oder nahezu holokrystallinen Basalten; sehr schön wurden solche

in den Basalten von Urawéli im Caucasus und Khazé auf Pantelleria beobachtet.

Alle Basalte, von gewissen Tuffbildungen abgesehen, enthalten mehr oder weniger reichlich Magnetit oder Ilmenit, oder beide dieser Mineralien als wesentliche Gemengtheile. Beide sind gelegentlich in zwei Generationen da, einer intratellurischen von sehr hohem Alter, und einer jüngeren der Effusionsperiode. Dass der Magnetit oft titanhaltig sei, ist eine bekannte Thatsache und geht aus der gelegentlichen Umrandung durch Leukoxen sicher hervor. Der Magnetit bildet Oktaëder und Aggregate von Oktaëdern oder skelettartige Wachsthumsformen, seltener unregelmässige Körner. Die Verwitterung derselben führt zur Bildung von Eisenhydroxydhöfen, die sich oft weit von denselben weg in das Gestein hineinziehen. — Locales Durchsichtigwerden mit rother Farbe erwähnt Rinne im Basalt des Dachberges bei Rasdorf in der Rhön und erklärt es als eine Umwandlung in Göthit oder Eisenglimmer. Dabei bleibt oft ein widerstandsfähigeres Gerüst von Magnetit parallel den Würfelflächen zurück. Es ist nicht unmöglich, dass man die Menge des Magnetits oft bedeutend überschätzt; was bei schwacher Vergrösserung als undurchsichtiger Magnetit erscheint, wird bei hinreichender Vergrösserung oft braun durchsichtig und dürfte zu den chromhaltigen Spinelliden gehören (Scheidsberg, Finkenberg u. a. rheinische Basalte). — Der Ilmenit bildet die bekannten hexagonalen, durch x (10$\bar{1}$1) (0001) (Knapp giebt vom Frauenberge (000$\bar{1}$) (10$\bar{1}$0) mit Streifung nach x (10$\bar{1}$1) auf (0001) als Krystallform an) begrenzten oder unregelmässig gelappten Tafeln, oder erscheint in der Form braundurchsichtiger Titaneisenglimmerblättchen. Auch die grösseren opaken Krystalle laufen gar oft in solche durchsichtige Täfelchen aus. Die zumal in der intersertalen Mesostasis verbreitete jüngere Generation von Ilmenit wird oft ganz von solchen durchscheinenden Blättchen in mancherlei skelettartiger Aggregation gebildet. Besonders schön trifft man diesen durchsichtigen Ilmenit in den Gesteinen vom Meissner, von Londorf, vom Stephanshügel bei Limburg, Westerburg u. a. O. — Das Zusammenauftreten von Ilmenit und Magnetit wurde mehrfach direct erwiesen (Bücking) oder sicher beobachtet, so z. B. von Vélain in Basalten von St. Paul, von Hofmann, der auch wohl zuerst auf die Durchsichtigkeit des Ilmenit aufmerksam machte, in Bakonyer Basalten. Dieser Autor glaubt gefunden zu haben, dass in der Umgebung des Plattensees die kleineren Basaltmassen und die

oberen Theile grössere Basaltkegel und Plateaus titanhaltigen Magnetit (er nennt ihn Iserin), die basalen Theile Ilmenit, die mittleren beide Mineralien enthalten. Er sucht dieses Verhältniss dadurch zu erklären, dass er annimmt, bei kleinem Druck sei titanhaltiger Magnetit, bei grossem Druck Ilmenit die schwerer lösliche Verbindung. Es giebt also einen Umkehrpunkt der Löslichkeit dieser Verbindungen im Basaltmagma; wo dieser vorhanden ist, scheiden sich beide Verbindungen aus. Daher enthielten auch nach seiner Ansicht mit Vorliebe die doleritischen und anamesitischen Varietäten Ilmenit, die aphanitischen titanhaltigen Magnetit.

Eine höchst zierliche krystallographisch orientirte Verwachsung des Ilmenit mit Olivin wurde zuerst von H. Reusch auf Jan Mayen, dann von Schauf im Säulenbasalt von Kesselstadt bei Steinheim in der Wetterau, von Streng im Dolerit von Londorf, von E. Dana in Laven der Sandwich-Inseln, von Doss im Haurán u. a. beobachtet. Die Olivine sind dabei anscheinend immer mehr oder weniger nach der Brachydiagonale gestreckt, die Ilmenittafeln liegen parallel dem Makropinakoid des Olivin und ragen aus diesem heraus in die Gesteinsmasse hinein in oft sehr zierlichen Ketten. Auf den Ilmenittafeln stehen dann bisweilen wieder Olivinsäulchen senkrecht, an diese setzen sich in derselben Regelmässigkeit wieder Ilmenittafeln u. s. f., so dass höchst regelmässige und geordnete Olivin-Ilmenit-Systeme entstehen. — Auch mit Augit fand Streng im Londorfer Dolerit den Ilmenit gesetzmässig verwachsen; seine Tafeln ragen aus der Pyramide (Ī11) heraus und liegen parallel dem Orthopinakoid (100).

Dass neben oder statt der Eisenerze Gediegen Eisen in kleinen Mengen und feiner Vertheilung in den Basalten gelegentlich vorkomme, ist eine alte Beobachtung. Das Auffinden der anfangs vielfach für sideritisch gehaltenen Eisenmassen bei Ovifak am Blaafjeld zwischen der Laxebucht und dem Diskofjord in Grönland hat die Aufmerksamkeit von neuem auf diese Substanz gelenkt. Steenstrup gelang es, die weitere Verbreitung des Gediegen Eisen in verschiedenen grönländischen Basalten (Assuk, Mellemfjord, Jernpunten u. s. w.) darzuthun. Dasselbe wird von Graphit begleitet und bildet rundliche tropfenförmige, oder unregelmässige eckigkörnige Massen, welche oft eine Hülle von Magnetkies haben. Moissan fand in dem Ged. Eisen von Ovifak nach der Behandlung mit Salzsäure, Flusssäure und Schwefelsäure einen Rückstand von krystallisirtem Graphit, graphite foissonnant, Sapphir und unbestimm-

bare Mikrolithe. Der mikroskopische Nachweis des Ged. Eisen wird am sichersten durch Behandlung der Präparate mit Kupfervitriol (Bd. I. 3. Aufl. S. 219) geführt werden können.

Von andern, zu den Eisenerzen zu rechnenden Mineralien kommt Eisenglanz in durchsichtigen Blättchen recht verbreitet, Pseudobrookit selten vor. So erwähnt den Pseudobrookit in der neueren Literatur Berwerth von Jan Mayen, Doss vom Haurán-Gebirge in Syrien.

Die als Einschlüsse in den Olivinen aufgeführten Spinellide treten gelegentlich auch selbständig im Gesteinsgewebe, oder als Einschlüsse in andern Mineralien auf; so fand Wadsworth den Picotit im Feldspath und im Basalt selbst am Mount Shasta.

Perowskit wird von Hussak im Feldspath des Basalts von Ban im Baranyer Comitat angegeben; derselbe führt seinerseits Glaseinschlüsse. Auch Schalch führt ihn aus Basalt vom Luchberge, Blatt Glashütte, Sachsen, an.

Rutil wurde von Steenstrup als allgemein verbreitet in dem Bronzitbasalt von Assuk nachgewiesen.

Apatit, meistens in den bekannten farblosen langen Nadeln, seltener in dickeren Säulen mit pyramidaler Zuspitzung und oft bräunlicher, violetter oder bläulicher Färbung, sowie Zirkon, der indessen überaus spärlich ist, zeigen die gewöhnlichen Eigenschaften.

Quarz ist in den Basalten auf eine bestimmte Gruppe beschränkt und möge bei Besprechung dieser geschildert werden. — Tridymit ist ebenfalls selten (Striegau) und dürfte da, wo er vorkommt, öfters mit fremden Einschlüssen in Beziehung stehen. Tenne fand ihn auf den Wandungen kleiner Drusenräume in doleritischer Lava von Aden. Bergeat nennt ihn als reichlich vorhanden in einer Lava des Vulkans Chingo in Guatemala, die zugleich Hypersthen und viel Olivin führt und deren Feldspatheinsprenglinge Anorthit sind.

Hauyn wird aus echten Basalten bisher nur einmal erwähnt. Chelius fand ihn als Einsprengling in einem hyalopilitischen Basalt vom Dolmesberg, Mainzer Eichen, ONO. Messel, dessen bald farblose, bald bräunliche und trichitenreiche Glasbasis in Säuren unlöslich ist. Es wäre nicht undenkbar, dass solche Gesteine eine weitere Verbreitung besässen; sie würden dann zwischen Basalten und Tephriten vermitteln, in gewissem Sinne ähnlich, wie die Sodalithtrachyte zwischen Trachyt und Phonolith, die Hauynandesite zwischen Andesit und Tephrit.

Bei der Besprechung des Mineralbestandes der Basalte ist bisher mit Absicht auf die sogen. „Olivinkollen“ keine Rücksicht genommen worden, da die genetischen Beziehungen derselben zum Basalt noch Gegenstand der Discussion sind. Die Ansicht, dass in denselben fremde Einschlüsse in der Tiefe anstehender Gesteine zu sehen seien, welche in letzterer Zeit besonders von A. Becker, K. Bleibtreu, C. Doelter und E. Hussak verfochten worden ist, wird von mir nicht getheilt. Eine kritische Discussion der Streitfrage liegt jedoch ausserhalb der Zwecke dieses Buches. Ich halte die sogen. Olivinknollen oder Olivinfelseinschlüsse für sehr alte intratellurische Ausscheidungen aus dem Basaltmagma, welche hier ähnlich aufzufassen sind, wie die sogen. basischen Concretionen in Graniten (cf. S. 63) und andern Tiefengesteinen. Die Structur dieser Olivinmassen ist durchweg, soweit nicht Penetrationen des Basaltmagmas in dieselben oder Schmelzränder um einzelne der Gemengtheile vorliegen, die hypidomorph-körnige Structur der Tiefengesteine. Der Mineralbestand derselben (Olivin, Bronzit, sogen. Chromdiopsid, Picotit, Hornblende, Apatit, selten Pyrop) ist identisch mit den ältesten Ausscheidungen der Basalte. Es ist nicht zu übersehen, dass wir heute den Bronzit in früher nicht geahnter Verbreitung in Basalten kennen und es ist gewiss nicht ohne Bedeutung, dass der monokline Pyroxen dieser scheinbaren Einschlüsse identisch (auch chemisch) ist mit dem ältesten, fast immer stark corrodirten Augit der basaltischen Einsprenglinge. Dass diese bekanntlich in allen Grössen und in ungeheurer Verbreitung auftretenden Olivinknollen nicht omnipräsent in den Basalten sind, erklärt sich durch die ja allenthalben, auch an den sogen. Einschlüssen selbst wahrnehmbaren Corrosionen während der Effusionsperiode des Gesteins. Wo das basaltische Magma sie an der Grenze berührte, oder auf Klüften eindrang, sind randliche Auflösungen z. Th. unter Wiederausscheidung derselben oder analoger Verbindungen in anderer (mikrolithischer) Form häufig wahrzunehmen. Die Auffassung dieser Gebilde als fremder Bruchstücke einer dann nothwendig mehr oder weniger continuirlichen Olivinfelsschicht im Innern der Erde ist trotz aller entgegenstehenden Behauptungen, Beobachtungen und Versuche (die letzteren werden unter physikalischen Bedingungen ausgeführt, welche mit der Bildung eines Basaltgesteins nichts gemein haben, als die hohe Temperatur) so lange unannehmbar, als man nicht das Fehlen derselben in Trachyten, Andesiten, Tephriten, Nepheliniten, Leucititen,

ja in olivinfreien Basalten gegenüber ihrer Häufigkeit in olivinführenden Basalten, Basaniten, Nephelin- und Leucitbasalten zu erklären vermag. Sehr zu betonen ist auch das Fehlen dieser Gebilde als „Olivinbomben" um andere, als basaltische Ausbruchspunkte. Es ist jedoch nicht zu bestreiten, dass die Auffassung der Olivinknollen als intratellurischer Ausscheidungen gewisse Eigenthümlichkeiten zunächst nicht zu erklären vermag. Ich rechne dahin das Fehlen dieser Gebilde im Melaphyr, den fast absoluten Mangel der Eisenerze und structurell das Vorkommen gewisser Phänomene, die auf Gebirgsdruck als ihre Ursache verweisen, so z. B. die Biegung, Knickung und Zwillingsbildung am Bronzit, die undulöse Auslöschung am Olivin u. s. w. Das von Bleibtreu betonte häufigere Vorkommen der Olivinknollen in kleinen Kuppen und Gängen von Basalt, als in gewaltigen Decken, würde, wenn das angegebene Verhältniss besteht, sich unschwer durch die raschere Erstarrung jener Vorkommnisse und die dadurch verhinderte Resorption der scheinbaren Einschlüsse erklären lassen.

Als secundäre Bestandtheile der Basalte sind jene Mineralmassen zu erwähnen, welche zumeist in Drusen und andern primären oder secundären Hohlräumen, auf Klüften und Sprüngen oder auch in feiner Vertheilung im unfrischen Gestein selbst angesiedelt sind. Dieselben gehören zum grösseren Theil den Carbonaten (Calcit, Siderit, Aragonit) oder den Zeolithen, seltener den dichten Arten des Quarz und dem Chalcedon an. Recht verbreitet sind auch die schuppigen und fasrigen Mineralien der Chlorit-, Delessit-, Chlorophaeit- und verwandter Familien.

Ausser den krystallinen Gemengtheilen kommt in vielen, aber keineswegs in der Mehrzahl der Basalte eine bald rein glasige, bald mehr oder weniger devitrificirte Basis vor; d. h. also ein an und für sich amorpher Krystallisationsrückstand des Magmas. Auch hier gilt es, wie bei den Andesiten, dass diese Basis im Allgemeinen um so heller wird, je geringer ihre Menge ist. Wo dieselbe einen nennenswerthen Antheil am Gestein hat, pflegt sie mit oder ohne globulitische Körnung braun bis gelb zu sein. Manche dieser basaltischen Glasbasen sind reich erfüllt mit mancherlei krystallinischen und trichitischen Gebilden, so z. B. nach Bücking in den Gesteinen von Schwarzhaupt und der Strasse zwischen Hutten und Veitssteinbach in der Rhön*. Über die chemische Natur dieser

* Hibsch giebt an, dass die Basis der Deckenbasalte des böhmischen Mittelgebirges gewöhnlich farblos und apatitreich, die der Strombasalte dagegen braun und reich an Trichiten ist.

basaltischen Glasbasis wissen wir wenig, sobald man die eigentlichen Basaltgläser ausschliesst. — Höchst interessant ist das Zusammenvorkommen von zweierlei Basis in demselben Gestein. So erwähnt Bücking, dass im Basalt von Schwarzenfels neben einer reichlicheren hellen, mit HCl leicht gelatinirenden, eine spärlichere dunklere, durch HCl nicht zersetzbare Basis vorhanden ist. Die letztere findet sich fast nur als Umhüllung von Aggregaten zahlreicher prismatischer Augitmikrolithe. Man wird angesichts der Beobachtungen an in Basalt eingeschmolzenen Gesteinsfragmenten fremder Natur versucht, anzunehmen, dass auch hier fremde Gesteinsbrocken in eingeschmolzenem Zustande vorliegen. — Das gleiche Zusammenauftreten einer hellen Glasbasis ohne Devitrificationsproducte und eines kaffeebraunen Glases mit Augitconcretionen beobachtete Francke an einem Basalte des Hundskopfes bei Salzungen. Dass die Basis unmittelbar um eine kleine Druse herum etwas andersartig war, als im Gestein, fand Doss in Basalten vom Haurán, Streng im Dolerit von Londorf.

Dass die Natur eines Glases sich während der verschiedenen Phasen der Gesteinsbildung ändert, ist selbstverständlich, und wird dadurch bewiesen, dass die Glaseinschlüsse in den krystallinen Ausscheidungen oft andere Farbe haben, als die schliesslich restirende Basis. Im Allgemeinen ist diese letztere heller, als die Einschlüsse. Doch kommt auch das Umgekehrte vor und Cohen beobachtete z. B. helle Glaseinschlüsse im Olivin eines gelben Basaltvitrophyrs. Gerade bei Basaltgläsern wurde dieses Verhältniss mehrfach wahrgenommen. Da diese fast immer sehr erzarm sind, so könnte man die tiefere Farbe des Gesteinsglases von einer partiellen oder totalen Wiederauflösung früher ausgeschiedener Eisenerze ableiten.

Die basaltische Gesteinsbasis ist verhältnissmässig leicht durch die Atmosphärilien zersetzbar. Es bilden sich schuppige bis fasrige, oft concentrisch struirte, doppelbrechende Substanzen von anfangs grüner, später oft brauner Farbe, wie das z. B. Bücking an feldspathreichen Basalten des Breitfirst beobachtete. — Törnebohm machte auf die Schwierigkeit der Unterscheidung solcher umgewandelter Basisreste bei intersertaler Structur der Gesteine von delesitischen und verwandten Infiltrationen in die eckigen Hohlräume mikrolitisch struirter Dolerite aufmerksam, wie er solche z. B. in Basalten von Rieseberga und Sösdala in Schweden, Sirgwitz bei Löwenberg in Schlesien und Stolpen in Sachsen beobachtet hat, eine für die Lehre von den Diabasen wichtige Bemerkung.

Structur und Classification der Basalte.

Von jeher hat man bei den basaltischen Gesteinen die Structur als ein classificatorisches Moment zu benützen getrachtet. Vor Einführung des Mikroskops konnte man begreiflicherweise nur die Korngrösse, nach welcher man in Dolerit*, Anamesit und Basalt gliederte, und die mehr oder weniger continuirliche Raumerfüllung (Mandelsteine, schlackige Basalte) betonen. Erst die mikroskopische Untersuchung eröffnete nach dieser Richtung neue Gesichtspunkte, und wenn dieselben auch nicht sofort in gebührender Weise gewürdigt worden sind, so ist es doch in hohem Maasse anzuerkennen, dass sie der Wahrnehmung nicht entgingen. Es bedurfte in leicht begreiflicher Weise eines fortgesetzten Studiums und längerer Discussionen, um die zu richtigerer Auffassung der Fülle neuen Materials nothwendige Klärung und Vertiefung der Begriffe zu zeitigen. Zirkel versuchte 1870 bereits eine Gliederung der eigentlichen oder Feldspathbasalte nach der Natur ihrer Grundmasse, obwohl ihm auch der Wechsel in der Structur derselben an demselben Gesteinskörper nicht entging. Er unterschied:

1) Basalte mit gleichmässig krystallinisch-körniger Grundmasse. Eine amorphe Basis ist nicht zu constatiren, wenngleich ihre Anwesenheit in unbedeutenden Spuren aus manchen Erscheinungen, wie Fluidalstructur u. s. w. gefolgert werden könnte. Ebenso wenig treten einzelne Gemengtheile durch grössere Dimensionen aus dem gleichmässigen Gemenge hervor.

2) Basalte mit sehr mikroskopisch-feinkörniger, entweder durchaus krystalliner, oder doch nur sehr basisarmer Grundmasse, aus welcher sich einzelne Gemengtheile in grösseren Krystallen abheben.

3) Basalte mit einer an meistens bräunlich gefärbter Basis reichen Grundmasse, in welcher indessen immerhin die krystallinen Gemengtheile zu überwiegen pflegen. Die Basis ist entweder: a) reines Glas oder b) sie enthält gestrickte oder netzartig zusammengehäufte Trichite (und dunkle Körner).

4) Basalte mit einer aus grösseren Krystallen bestehenden

* Dass die Dolerite oft nur locale Ausbildungsformen, besonders gern „segregation veins“ seien, die zumal gern annähernd parallel zu der Bettung der Basaltdecke, zu den Salbändern der Gänge in lenticularer und unregelmässig verästelter Gestalt auftreten, hob neuerdings A. Geikie (Hist. volc. erupt. p. 113, 129) hervor; vergl. oben S. 318.

Grundmasse, zwischen welche eine an Menge zurücktretende Basis eingeklemmt ist. Diese Basis ist a) rein glasig, b) Glas mit reichlich ausgeschiedenen dunklen Körnern, c) Basis mit massenhaft ausgeschiedenen farblosen und dunklen Nädelchen, Keulchen und Körnchen, welche nicht als eigentliche Gemengtheile auftreten und nicht Mikrolithe der grösseren Krystalle sind.

Wenn nun auch die im letzten Theile des Schlusssatzes ausgesprochene Beschränkung über die substantielle Natur der in der Zwischenklemmungsmasse krystallitisch oder mikrolithisch ausgeschiedenen Körper nach unseren heutigen Erfahrungen unhaltbar ist, so giebt dieses Schema der Structurverhältnisse basaltischer Gesteine das Thatsächliche der verbreitetsten und wichtigsten Typen in grossen Zügen doch im Ganzen richtig und in überraschender Vollständigkeit an. Was Nachfolger Zirkel's über die Structurformen der Basalte Abweichendes gesagt haben, ist wohl schwerlich eine Verbesserung gewesen (Möhl), oder sagte in etwas anderer Gruppirung und mit andern Worten dasselbe wie Zirkel (Bořicky). Auch die von Eichstädt bei seinen Untersuchungen der Basalte Schonens gegebene Eintheilung der Basalte nach ihrer Structur enthält die 4 Haupttypen Zirkel's mehr in der Sprache der heutigen Petrographie: 1) Basalte mit gleichmässig krystallinisch-körniger Structur, 2) Basalte mit krystallinischer Porphyrstructur, 3) Basalte mit vitrokrystallinischer Porphyrstructur, 4) Basalte mit Intersertalstructur, und fügte eine fünfte Gruppe der Basalte mit Vitroporphyrstructur hinzu.

Neuerdings hat auch Judd sich mit der Structur der basaltischen Gesteine, besonders mit derjenigen der holokrystallinen Abarten beschäftigt, und die Beziehungen zwischen Structur und geologischer Erscheinungsform ins Auge gefasst. Seine Beobachtungen wurden an einem zu eigenthümlichen Vorkommen angestellt, als dass man dieselben sofort auf die normaleren Fälle verallgemeinernd übertragen könnte.

Was die Structurformen der Basaltgesteine in auffallendster Weise von derjenigen der übrigen neovulkanischen Ergussgesteine unterscheidet, ist weit weniger die ausserordentliche Verbreitung holokrystalliner Entwicklung, als vielmehr die Häufigkeit hypidiomorpher Structuren, welche von denjenigen der Tiefengesteine in keinem wesentlichen Punkt abweichen. Die so oft holokrystalline Entwicklung erklärt sich einfach dadurch, dass bei diesen so leicht schmelzbaren basischen Silicatmagmen die Krystallisationsperiode

während der Effusion caeteris paribus eine weit längere sein muss, als bei den sauren, da die Molekularbeweglichkeit noch bei sehr viel niederen Temperaturen erhalten bleibt. Dieser selbe Umstand muss es aber zur Folge haben, dass auch bei Oberflächenergüssen und ebenso in kleinen Quellkuppen das Innere derselben viel leichter die für Tiefengesteine charakteristischen Formen annehmen muss, als dies bei saureren Gesteinen der Fall sein würde. Die andesitischen Lakkolithe der Henry Mountains haben nach den allerdings unvollkommenen Beschreibungen, die wir von ihrer petrographischen Natur besitzen, deutlich porphyrischen Charakter; nach den Erfahrungen an den zahllosen Basaltkuppen Deutschlands müssen wir wohl annehmen, dass gleiche lakkolithische Massen von Basalt hypidiomorph-körnig struirt sein würden.

Wenn man sich von der Structur der Basalte ein deutliches Bild machen will, so wird zunächst die Reihenfolge der Mineralbildungen im Basalt ins Auge zu fassen sein. Diese ist zunächst unabhängig vom Korn; der sogenannte doleritische oder aphanitische Charakter ändert hierin nichts, wie er denn überhaupt für die eigentliche Structur von geringer Bedeutung ist. Wir finden jeden Structurtypus mit jeder Korngrösse im Gestein vereint. Aus der gegenseitigen Umschliessung und Begrenzung der Gemengtheile im Basalt ergiebt sich, dass sowohl in der intratellurischen, wie in der Effusionsperiode die Apatit- und Eisenerzausscheidung den Krystallisationsprocess inaugurirten. Mit der Menge dieser Erze und der leichten Krystallisirbarkeit ihrer Nachfolger mag es zusammenhängen, dass die Bildungsperiode der Erze eine auffallend längere war, als in den übrigen, saureren Eruptivmassen. So beweist z. B. die oben beschriebene Thatsache, dass der Ilmenit von dem Olivin krystallographisch orientirt wird, dass die Ilmenitbildung bis weit in die Zeit der Olivinausscheidung hineinreicht. Ja man findet nicht allzuselten, dass die Umrisse grösserer Magnetitkörper durch Feldspath bedingt werden. Ob hier allerdings Magnetit erster oder zweiter Generation vorliegt, ist schwer zu sagen, die Grösse der Individuen allein beweist nichts für ihr Alter, man erinnere sich an die Augitmikrolithe im Leucit und Nephelin der Leucitophyre gegenüber den Dimensionen jüngerer Aegirine und an ähnliche Beispiele. Mit der Ausscheidung der Eisenerze und des Apatit ist diejenige der Spinellide und des Perowskit gleichzeitig. — Darauf folgt unbestritten die Olivinausscheidung, wenn dieses Mineral überhaupt vorhanden ist. Wir finden dasselbe sowohl im Feldspath

(auch im Anorthit), wie im Augit eingeschlossen. Auch die Hornblendebildung im Basaltmagma muss eine sehr frühe sein, wie sich das aus der Seltenheit dieses Minerals im Basalt, und aus den kräftigen magmatischen Resorptionen, welche die erhalten gebliebenen Individuen und Reste wahrnehmen lassen, mit Sicherheit ergiebt. Dass aber Hornblende-Bildung ein keineswegs so seltener Act in der Entwicklungsgeschichte basaltischer Magmen sei, wird durch die relative Häufigkeit dieses Minerals in Basalttuffen gegenüber seiner Seltenheit in Basalten bekundet. Für die Structurlehre des Basalts ist die Hornblende ohne wesentliches Moment. — Wo wir rhombischen Pyroxenen in Basalten begegnen und eine sichere Altersbestimmung derselben bezüglich der monoklinen Pyroxene und Feldspathe thunlich ist, erweisen sie sich als älter; es wurde keine Beobachtung gemacht, die diesem Verhältniss widerspräche. Nun aber beginnt ebenso, wie bei den Gabbro und Diabasen, eine eigenthümliche Unsicherheit in der Reihenfolge von Augit und Kalknatronfeldspath. Durch die gegenseitige Umhüllung und Begrenzung, sowie durch das Fehlen bald des Augits bei Anwesenheit des Plagioklas, bald des Plagioklas bei Anwesenheit des Augits unter den Einsprenglingen wird mit voller Sicherheit dargethan, dass bald der Augit älter ist, als der Feldspath, bald der Feldspath älter, als der Augit. Ob für dieses Verhältniss und seinen Wechsel etwa die Temperatur und der Druck, also der Ort der Bildung, oder vielleicht der Wassergehalt des Magmas von bestimmendem Einfluss sei, das entzieht sich zunächst der Entscheidung, und dürfte auch experimentell kaum zu eruiren sein. Wir sind daher darauf angewiesen, aus der chemischen Zusammensetzung dieser Mineralien die Ursachen abzuleiten. Nach dieser Richtung fehlt es aber zur Zeit ebenfalls noch an zureichendem Beobachtungsmaterial. Immerhin steht so viel fest, dass allenthalben, wo nachweislich der Feldspath älter war, als der Augit, der erstere durch Salzsäure zerstörbar war, also wohl der Anorthit-, höchstens der Bytownitreihe angehörte, demnach basischeren Verbindungen, als im Augit vorliegen, zuzuschreiben wäre. Noch weniger Anhaltspunkte haben wir für die Beziehungen zwischen dem relativen Alter der Augite und ihrer chemischen Constitutionen. Es ist jedoch zu betonen, dass in den feldspathfreien Olivinknollen der Augit grün und ein thonerde- und eisenarmer, etwas chromhaltiger Pyroxen ist. Jedenfalls ist er alkalifrei. Dagegen lässt sich aus der Farbe und dem oft wahrnehmbaren Pleochroismus der jüngeren braunen und

violetten Augite auf nicht unbeträchtlichen Eisen- und wohl auch merkbaren Alkaligehalt schliessen. Zu einem sicheren Schluss genügen diese Anhaltspunkte nicht. — Ob nun Plagioklas oder Augit der ältere sei, in beiden Fällen liess sich mehrfach sicher erkennen, dass ihre Krystallisation oft lange nebeneinander herging.

Dieselben Altersbeziehungen, wie in der intratellurischen Entwicklungsperiode, finden sich auch in der Effusionsperiode, jedoch liess sich in nicht seltenen Fällen constatiren, dass das Altersverhältniss von Feldspath und Augit unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse das umgekehrte, in andern wohl noch zahlreicheren das gleiche war. Von entschiedenem Einflusse, zumal bei porphyrischer Structur, ist auch das Mengenverhältniss; in feldspathreichen und augitarmen Basalten krystallisirt im Allgemeinen der Feldspath früher, in feldspatharmen und augitreichen später als der Augit, oder besser ausgedrückt, die Feldspathbildung beginnt im ersten Falle früher, im zweiten später, als diejenige des Augits.

Aus der fehlenden oder vorhandenen Wiederkehr dieser Mineralbildungen in der angegebenen Reihenfolge, sowie aus der grösseren oder geringeren Beimengung amorpher Krystallisationsreste und der Art ihrer Verwebung mit den Mineralgemengtheilen ergeben sich nun bei den Basalten die folgenden wichtigsten Structurformen.

1) Die hypidiomorph-körnige Structur. Jeder Gemengtheil ist nur in einer continuirlichen Generation gebildet worden; es tritt keinerlei Gegensatz von Einsprenglingen und Grundmasse hervor; die Altersunterschiede der Gemengtheile sind wenig markant; auch Grössenunterschiede treten wenig hervor. Überblickt man die Basaltgesteine mit hypidiomorph-körniger Structur, so fallen zunächst zwei durch die Korngrösse ihrer Gemengtheile verschiedene Typen ins Auge. In dem einen Typus, wir wollen ihn nach dem bekannten Gestein von der Löwenburg im Siebengebirge den Löwenburg-Typus nennen, sind die Gemengtheile schon mit dem blossen Auge erkennbar und verweben sich ganz nach Art der Gabbrogemengtheile oder der den Gabbros nahe verwandten Diabase miteinander. Allerdings finden sich hier bei sorgfältigem Suchen im Gesteinsgewebe an manchen Vorkommen gelegentlich, seltener oder häufiger, in mikroskopischen Zwickeln zwischen den Gemengtheilen winzige Mengen einer Art Zwischenklemmungsmasse, ohne dass dadurch der beschriebene Charakter gestört würde. Das unterscheidet immerhin gegenüber den echten Tiefengabbros, bei denen Derartiges kaum je vorkommen dürfte.

Dieser Typus ist mit gleichem oder wenig kleinerem Korn sehr verbreitet unter den vogelsgebirgischen und hessischen (Londorf, Leisel, Schöneberg bei Leisel, Münster), nassauischen (Oberbrechem, Westerburg) und vorätnäischen Basalten (Analcimit der Cyclopen-Inseln bei Catania). Nach den Angaben von Judd, der diese Structur als granitisch bezeichnet, ist sie charakteristisch für die tiefsten oder innersten Theile der basaltischen Eruptivmassen von Skye, Ardnamurchan, Mull und dem Carlingford-District von Irland. Er nennt diese Gesteinsausbildung geradezu Gabbro. — Die breiten Feldspath-Tafeln dieses Typus sind bald vollkommen einheitliche Viellinge, bald Aggregate von solchen. — In jedem Falle deutet diese Structur auf einen auffallend ruhigen und continuirlichen Verlauf der Krystallisation, die vielleicht z. Th. ganz intratellurisch verlief, oder bei welcher doch die intratellurische und Effusionsperiode unmerklich ineinander übergingen (Taf. VI Fig. 1). — Auch Becke beschreibt einen anamesitischen Basalt mit Gabbrostructur aus dem Kraterinnern des Palandokän im Caucasus.

Ganz die gleiche Art der Mineralverwebung findet sich auch bei sehr feinem Korn des Gesteins, so z. B. bei Winnen, Witzenhausen und Grosse Kuppe bei Eschwege in Hessen, Gipfel des Schackberges, Abtsröder Kuppe in der Rhön, Walsch in Böhmen, Insel St. Paul, und hier deuten alle Verhältnisse darauf hin, dass sich die Krystallisation vollständig in der Effusionsperiode in verhältnissmässig raschem Verlauf vollzog. Das wäre der Löwenburg-Typus ins Mikroskopische übersetzt. — Beide Abarten sind durch Übergänge in der Korngrösse verbunden.

Gewisse Modificationen dieser Structur entstehen, je nachdem die Gesteine zu den feldspathreichen oder feldspatharmen gehören, sowohl bei grobem, wie bei feinem Korn. Im Grossen und Ganzen ist aber der Idiomorphismus der Augite ein grösserer, als derjenige der Feldspathe. In das Panidiomorph-körnige geht diese Structur durch den Eintritt kleiner, kaum nachweisbarer Massen von Basis über. (Ostseite des Basaltdurchbruchs am Meissner.)

Dadurch, dass die Leistenform der Feldspathe und ihre Prädecedenz in der Krystallisation sich mehr und mehr betont, bilden sich Übergänge in die

2) Intersertalstructur. Auch bei dieser kann das Gestein holokrystallin und hypidiomorph-körnig sein, wie das besonders bei den intrusiven Gliedern der oben genannten britischen, von Judd untersuchten Vorkommnisse der Fall ist. Die Gesteine sind

dann nicht von Diabasen zu unterscheiden und Judd nennt daher auch diese Structur ophitisch. Der Augit übernimmt hier gewissermaassen die Rolle einer Mesostasis. Bei den normalen deutschen Basalten ist dieser Fall wohl recht selten und auffallenderweise bei sehr feinem Korn des Gesteins häufiger als bei grobem Korn. In der ungeheuren Mehrzahl der Fälle ist eine Mesostasis oder Zwischenklemmungsmasse vorhanden. Dieselbe erscheint in manchen Fällen nur als sehr schmale, sich leicht der Beobachtung entziehende Streifchen zwischen den Feldspathleisten, deren keilförmige Intervalle von einheitlichen Augitindividuen oder Augitaggregaten ausgefüllt werden. Oder aber sie nimmt mehr und mehr auch die keilförmigen Zwischenräume zwischen den Feldspathen und zwischen diesen und den mehr selbständigen und idiomorphen Augiten ein und kann so allmählig zu einem wesentlichen Bestandtheil des Gesteins heranwachsen. — Diese Mesostasis ist ihrerseits ungeheuer mannichfach entwickelt; bald ist sie ein nahezu reines Glas mit einzelnen Entglasungsproducten, bald durch die Masse dieser vollständig getrübt, bald zu einem mehr oder weniger holokrystallinen Gemenge ausgebildet. In letzterem Falle besteht sie gern aus sehr fein leistenförmigen, oft trichitisch gebogenen und zu sphärischen Aggregaten geordneten Feldspathen, zwischen deren lange Strahlen Mikrolithe und Wachsthumsformen von Augit, Ilmenit, oder Magnetit, sowie Reste der Glasbasis eingeklemmt sind. Die Mannichfaltigkeit dieser Ausbildungsformen der Mesostasis spottet jeder Beschreibung und da dieselbe oft in ein und demselben Präparat wechselt, so wäre es nutzlos, einzelne Typen derselben aufzustellen. Hier sollen alle diese Structurformen als Meissner-Typus zusammengefasst werden. Sie ist ausserordentlich verbreitet bei den Doleriten und Anamesiten, findet sich aber auch bei den vollkommen dichten Basalten in durchaus gleicher Ausbildung. Beispiele für die verschiedenen Modificationen dieses Typus liefern die Anamesite und Basalte der Maingegend (Steinheim, Louisa und Bockenheim bei Frankfurt, Wilhelmsbad bei Hanau), der Wetterau (Arnsberg), der Rhön (Romberg bei Steens, Lenders bei Dermbach), Hessens (Nordeck, Remberg, Sababurg u. a.), der Auvergne (Croix-Morand), Britanniens (Giant's Causeway, die olivinfreien Gangbasalte von der schottisch-englischen Grenze), Islands (Havnefjord, nach Bréon besonders in dem alten Trappgebirge), Grönlands (Ovifak), des Caucasus (Bjeloi Klintsch, Dschelal-Oghlú, Achalkalaki), Australiens (Melbourne, Gelantippy, Woolgommery,

Turnback Mountain in Gippsland), von St. Paul im Indischen Ocean. Pico das Camarinhas auf S. Miguel u. a. O.

Diese intersertale Structur führt durch gelegentliche ältere Einsprenglinge von idiomorpher Begrenzung hinüber in die typisch porphyrischen Structurformen, unter denen

3) die holokrystallin-porphyrische Structur die weiteste Verbreitung und mannichfaltigste Ausbildung erreicht. Der wichtigste Unterschied, der sich bei dieser Structurform darbietet, steht mit dem Feldspathgehalt der Gesteine in inniger Beziehung. Bei den Basalten mit mittlerem oder geringem Feldspathgehalt treten als Einsprenglinge intratellurischen Alters neben Apatit und Eisenerzen nur Olivin (vielfach bei Laubach u. a. O. im Vogelsberg) oder neben Olivin in wechselnder Menge auch Augit, Feldspath nie oder doch nur sehr selten, auf (Siebengebirge, Rheinthal), während in feldspathreichen Basalten Feldspatheinsprenglinge von sehr basischem Charakter reichlich, oft fast bis zur Verdrängung von Augit und Olivin vorhanden sind. Dann kommen auch nicht selten nesterartige Anhäufungen von Olivin, Augit und viel Plagioklas vor, wie bei den Andesiten und Trachyten. In den Gesteinen mit wenig oder ohne Feldspatheinsprenglinge sind die Olivinknollen sehr verbreitet; in den an Feldspatheinsprenglingen reichen Basalten fehlen dieselben ganz oder sie sind doch auffallend selten und unbedeutend. Zu diesen letzteren gehören z. B. die „feinkörnigen Anamesite“ Mügge's von Ponta delgada, Serra Gorda, Lagoa do Congro und seine „Anorthitbasalte“ von S. Miguel und Fayal, deren Olivin gern zu Sideritsphärolithen, und deren Feldspathe bisweilen zu einer farblosen amorphen Substanz zersetzt sind, viele der isländischen und Fär-Oer-Basalte (nach Breon und Schirlitz), manche sumatranische (nach Verbeek), viele ätnäische und bis zu einem gewissen Grade der Basalt von Crozet in der Auvergne. — Die Grundmasse ist bald ein panidiomorphes Gemenge von Augit, Magnetit und Feldspathleistchen (Taf. VI Fig. 2), selten mit Olivinmikrolithen, in welchem sich entweder die Feldspathleistchen, gleichmässig mit Augitmikrolithen untermengt, mehr oder weniger fluidal ordnen (Petersberg), oder welche sich in feldspathreichere und augitreichere Flecken trennen (Jungfernberg). Diese Sonderung führt dann endlich zu der Ausbildung von Augitaugen und Plagioklasaugen. Das ist die Structur der siebengebirgischen (Jungfernberg, Casseler Ley, Petersberg, Ölberg), rheinischen (Minderberg, Scheidsberg, Unkel), vieler nassauischer (Roth, Lim-

burg), vogelsgebirgischer (Imesehau, Lauterbach, Thiergarten bei Laubach), Rhön, thüringischer und sächsischer (Kreuzberg, Gleichberg bei Hildburghausen, Altenberg), schlesischer (Gröditzberg, Striegau), böhmischer (Leipa), französischer (Tuilière bei Thiézac, Puy de Charade), sowie nach Doelter Capverdischer, nach van Werveke palmanischer Basalte. — Oder aber die Grundmasse besteht aus Feldspathleisten, zwischen welche rundlich-eckige Augitkörner eingeklemmt sind (sehr verbreitet im Vogelsberg bei Laubach, Wilnsdorf bei Siegen, Tolsberg südlich von Gabel in Böhmen, Insel St. Paul, S. Miguel, Caucasus u. s. f.). Die Augitkörner sind gelegentlich parallel orientirt und die Grundmasse enthält dadurch bei nicht unbedeutendem Augitgehalt einen „ophitischen" Charakter. Durch starke Abnahme des Feldspaths in der Grundmasse (Stolpen, Steinschönan, Schackberg u. a.) bilden sich Übergänge in Augitite, wenn auch unter den Einsprenglingen, wie meistens, der Feldspath fehlt. Dahin gehört auch ein Basalt von Schlüsselburg in Böhmen, der ein melanitähnliches braunes Mineral in isometrischen Körnern enthält, welches ich nicht zu deuten vermag. Es ist doppelbrechend und stark pleochroitisch zwischen braun und fast schwarz. — Tritt dagegen der Augit stark zurück, so entstehen Grundmassen von trachytoider und pilotaxitischer Structur (Mont Rognon in der Auvergne, Euganäen, Höhe über Harbach, Sect. Klein-Sassen in der Rhön, Pantelleria, St. Paul u. s. f.), wie sie manchen Andesiten eignet. In solchen Fällen pflegt auch die Menge der Einsprenglinge eine sehr geringe zu sein, wie bei Harbach und in vielen Aetna-Laven, so auch nach Mercalli in derjenigen von 1892. So könnte man bei dieser Ausbildungsweise nach dem Feldspathgehalt einen normalen siebengebirgischen, einen augititischen und einen pilotaxitischen Typus unterscheiden.

Dazu gesellt sich endlich ein ebenfalls in weiter Verbreitung im Vogelsberg und in der Rhön (Schotten, Annerode, Judenrain bei Laubach, Schlitz, Gethürms, Bischofsheim, Pferdekuppe, Calvarienberg bei Fulda u. s. w.), in Böhmen (Sebusein, Salesl), in der Auvergne (Plateau des Prudelles), in Nordafrika (Ras-el-Issned) und in Australien (Battery Hill am Cobungra River) beobachteter Typus der Grundmasse, welcher durch vollkommenen Idiomorphismus der Augitmikrolithe ausgezeichnet ist, während der Feldspath in rundlichen und unregelmässigen Flecken oder als ein, wenn auch spärlicher, so doch allgemein verbreiteter Kitt entwickelt ist. Nur augitreiche Gesteine lassen diesen Typus beobachten. Es ist charak-

teristisch für denselben, dass der Feldspath gern durch farbloses Glas vertreten wird. Das ist z. B. in dem Gethürmser Basalt sehr schön der Fall, nach welchem der Typus als Gethürmser Typus* bezeichnet werden möge.

4) Die hypokrystallin-porphyrische Structur der Basalte kann sich aus allen bisher besprochenen durch merklichen Eintritt einer meistens gelben bis braunen, seltener grauen oder farblosen, hie und da auch wohl grünlichen Basis entwickeln. Derartige Übergänge sind ungemein verbreitet. Solange die Basis nicht in einigermaassen bedeutender Menge vorkommt, verhüllt sie die vorher besprochenen Structurformen nur wenig, und trotz ihrer Anwesenheit kann man vollkommen die Charaktere des siebengebirgischen, augititischen, pilotaxitischen und Gethürmser Typus unterscheiden. Der classificatorische Werth derselben ist also bei geringen Mengen ein sehr untergeordneter und man thut fast besser, sie ganz ausser Acht zu lassen. Die grössere oder geringere Menge von globulitischen, trichitischen und krystallitischen Gebilden, welche eine solche Glasbasis enthält, muss natürlich das Interesse des mikroskopirenden Petrographen erwecken; die Bedeutung derselben ist jedoch mehr eine krystallogenetische, als eine petrographische, und so fesselnd das Studium derselben auch ist, dürfen wir sie hier dennoch mit kurzer Erwähnung übergehen. Wie unendlich gering die Menge der Glasbasis und wie innig die Durchtränkung des Grundmassegewebes mit einer solchen sein kann, das zeigt besonders schön ein Basalt aus dem Mambachthal bei Schackau in der Rhön, in welchem man deren Anwesenheit fast nur an den zierlichen Wachsthumsformen der Ilmenite zwischen den Gemengtheilen erkennt. Wo die Menge der Basis gross genug wird, um sofort aufzufallen und zum Charakter der Structur erkenntlich beizutragen, erhalten wir (Taf. VI Fig. 3) dieselbe hyalopilitische Structur, wie sie für den Weiselbergtypus der Augitporphyrite, sowie für die Andesite bezeichnend ist; doch pflegt nur selten der Mikrolithenfilz

---

* Bei der immerhin geringeren Häufigkeit des Gethürmser Typus seien noch einige Angaben aus der Literatur hervorgehoben, die ihn deutlich erkennen lassen. Bei Hibsch: Deckenbasalt über dem Natternstein, Blatt Tetschen, Böhmisches Mittelgebirge (die Pseudomorphose von Glimmer nach Olivin wird wohl Iddingsit sein; er nennt die Structur poikilitisch); — nach F. A. Hoffmann: Basaltstrom des Ebsdorfer Grundes bei Marburg; nach Artini: Quinta di Valpantena und Poiano di Valpantena im Veronesischen; nach Rosiwal: am Abfall des Leikipia in SO.-Afrika.

ein so evidenter zu sein. Durch stärkeres Zurücktreten der mikrolithischen Bildungen der Effusionsperiode vollziehen sich die Übergänge in die vitrophyrische Structur. — Auch bei der hypokrystallin-porphyrischen Structur macht sich der Unterschied von feldspathreichen und feldspatharmen Basalten deutlich bemerklich. Bei den ersteren fehlen eben die Plagioklaseinsprenglinge nicht; unter den mikrolithischen Bildungen herrscht der Feldspath gewöhnlich in Leistenform, seltener in kurzrectangulären Schnitten (Vieska bei Glan), wodurch eine Analogie mit dem Navittypus der Augitporphyrite entsteht. Bei den feldspatharmen herrschen unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse Augit, Olivin und Erze. — Armuth an Einsprenglingen, die bis auf Spuren verschwinden können, bedingt neue Varietäten. Beispiele für feldspathreiche (andesitische) hypokrystallin-porphyrische Basalte sind u. a. die amerikanischen Hypersthen- und Quarzbasalte, gewisse Vorkommnisse von Ventotene, aus der Troas, und vom Merapi in Sumatra. Die feldspatharmen oder doch nicht gerade an diesem Mineral reichen Repräsentanten finden sich schön in Deutschland (Stephanshügel bei Limburg an der Lahn, Alsfeld, Winnen, Hausen, Stempel bei Marburg, Kemmenau bei Ems (nach Gümbel), Heimbach, Kirchhasel bei Hünfeld, Suhl), dann in Böhmen (Notterberg bei Friedland), am Plattensee (nach Hofmann), am Mont Dore, bei Strathblane in Schottland, am Funabara, Omura-yama, Mimuro-yama und Itarú (Provinz Izu in Japan) nach Koto, welcher in den auch sonst vorkommenden ausscheidungsfreien Glasringen um Mandeln Spannungsphänomene beobachtete, in dem Gebiet zwischen dem Rio Chupat und Rio Negro, zwischen der Sierra von Talac-Gpa und Yamnago, zwischen Yamnau und Treneta, auf dem Plateau von Valchita und in der Sierra von S. Antonio, am Infernillo-Pass, Provinz Tucuman, und in der Quebrada de las Leñas, Argentinien, nach Stelzner.

5) Die vitrophyrische Structur entwickelt sich durch Ausfall der mikrolithischen Gebilde der Effusionsperiode aus den hypokrystallin-porphyrischen Typen, und führt durch Spärlichkeit der intratellurischen Einsprenglinge zu den Hyalobasalten oder Basaltgläsern hinüber. Die Eigenthümlichkeiten dieser Structurform mögen daher bei den letzteren ihre Besprechung finden.

Judd hat als glomeroporphyritisch eine Structurform bezeichnet, welche er an einem Dolerit von Fair Head, Co. Antrim in Irland beobachtete. In einer Grundmasse mit normaler Intersertalstructur (er nennt dieselbe ordinary ophitic dolerite) liegen

Nester und Individuen von allotriomorphem Olivin und Anorthit, als hätte man Einschlüsse von Forellenstein in einem Basalt. Mit dem überraschenden Gegensatz von Grundmasse und Ausscheidungen, wie seine Zeichnung sie angiebt, ist diese Structur wohl bisher nicht beobachtet worden. Dem Wesen nach ist aber die Structur dieselbe wie bei den oben erwähnten, Nester alter Ausscheidungen führenden, holokrystallin-porphyrischen Basalten. — Nach Haddon, Sollas und Cole findet sich die glomeroporphyritische Structur auch an einem Basalte der Insel Erub in der Torres-Strasse.

Es ist nicht ohne Interesse, die beschriebenen Structurformen der Basalte mit denjenigen ihrer älteren Aequivalente, der Melaphyre und der basischeren Augitporphyrite, zu vergleichen, besonders nachdem wir die Verbreitung dieser Typen bei den verschiedenen Basaltarten werden kennen gelernt haben.

Dass eine Eintheilung der Basaltgesteine nach deren Structur nicht wohl durchführbar sei, ohne gleichzeitige Inbetrachtziehung des mineralogischen Bestandes, wird von allen Autoren, welche grössere Basaltgebiete untersuchten, ziemlich übereinstimmend anerkannt. Die Gründe liegen einerseits in dem häufigen und raschen Wechsel der Structur bei constantem Mineralbestande und an ein- und demselben Vorkommen, andererseits in der Wiederkehr derselben Structurtypen bei sehr verschiedener Zusammensetzung. Die ältesten, auch auf mikroskopischen Beobachtungen fussenden, Versuche zu einer Classification rühren von Bořicky und Sandberger her.

Die Beschäftigung mit den artenreichen Basaltgesteinen Böhmens veranlasste Bořicky zur Aufstellung der Arten: 1) Melaphyrbasalte, 2) Feldspathbasalte, 3) Phonolith- und Andesitbasalte, 4) Trachybasalte und 5) Tachylytbasalte. Der grösste Theil der Phonolith- und Andesitbasalte gehört zu den hier als selbständige Gesteinsfamilie behandelten Tephriten und Basaniten. Die Abscheidung der Trachybasalte und Tachylytbasalte beruht bei ihm vorwiegend auf geologischen Momenten; so werden die ersteren als sehr feinkörnige, dunkelgraue oder lichtschwärzlichgraue, Calcit- und zuweilen Zeolith-haltige Gesteine charakterisirt, welche als die jüngsten Glieder der böhmischen Basaltformation gangförmig in den trachytoiden Phonolithen Böhmens aufsetzen, während die Tachylytbasalte, vom Alter oder noch jünger als die Trachybasalte, durch ihre glasigen Salbänder gekennzeichnet sind. Ihre Grundmasse besteht aus einem Mikrolithengewirr, mit graulich

trüber Glasbasis. Die Trachybasalte und Tachylytbasalte Bořicky's sind Monchiquite und Camptonite.

So bleiben denn als selbständige Arten nur die Feldspathbasalte und die Melaphyrbasalte übrig. Diese unterscheiden sich dadurch, dass in den Feldspathbasalten, wie ihr Name ausdrücken soll, der Feldspath entschieden herrscht; er bildet etwa zwei Drittel des ganzen Gesteins, während in den Melaphyrbasalten dieses Mineral höchstens ein Drittel des Gesteins ausmacht. Das sind allerdings zwei recht verschiedene Typen, auf deren Existenz oben mehrfach hingewiesen wurde*.

Sandberger hat die Ansicht ausgesprochen, die basaltischen Gesteine lassen sich je nach dem Gehalt an Ilmenit oder Magnetit in zwei Gruppen theilen, titaneisenhaltige Basalte, für welche er den ursprünglich eine gewisse Korngrösse bezeichnenden Namen Dolerit, magnetithaltige Basalte, für welche er die Benennung Basalt schlechthin verwendet. Die Durchführbarkeit einer solchen Classification würde, abgesehen von allen praktischen Schwierigkeiten, durch das mehrfach nachgewiesene Zusammenauftreten von Ilmenit und Magnetit eine sehr fragliche sein. So hat sich denn auch Bücking, z. Th. auf Grund von Untersuchungen an denselben Vorkommnissen, auf welche sich Sandberger stützte, gegen diese Eintheilung ausgesprochen. Er fand, dass ein beträchtlicher Theil von Sandberger's Doleriten zu den olivinfreien Basalten gehöre, und wies nach, dass ein und dieselbe Decke, welche sich vom Spielberge am Nordrande des Büdinger Waldes über Wächtersbach, Udenhain und Salmünster bis in die Gegend von Marjoss erstreckt, jetzt durch die Thäler der Kinzig und Bracht in mehrere Stücke zerschnitten ist, und welche sich auch am südlichen und westlichen Abhange des Büdinger Waldes bis Breitenborn und Rinderbiegen nachweisen lässt, sich aus Dolerit Sandberger mit weiterem Fortschreiten nach W. immer mehr zu Basalt Sandberger entwickelt. Auch chemisch wies Bücking in ge-

* Die französische Petrographie unterscheidet Basaltes doléritiques, welche ziemlich genau dem deutschen Dolerit vom Löwenburg- und Meissner Typus entsprechen. In der Auvergne werden diese einem bestimmten Horizont, dem Basalte des plateaux zugewiesen, in welchem jedoch auch basisreiche Formen, so von Cunagol inbegriffen sind. — Basaltes labradoriques entsprechen den holo- und hypokrystallin-porphyrischen Typen und haben als Feldspath der Grundmasse Labrador; — Basaltes andésitiques haben bei gleicher Structur Oligoklas oder Andesin in der Grundmasse.

wissen Basalten Sandberger's einen hohen Gehalt an Titansäure nach. — Dagegen erkennt Hofmann die Gliederung in Ilmenit- und Magnetitbasalte für das Gebiet des Plattensees an und betrachtet sie, wie oben erwähnt wurde, gewissermaassen als gleichwerthig mit einer Eintheilung in Basis- und Gipfelbasalte.

Man wird bei der ungeheuren Verbreitung der Basaltgesteine mit einiger Wahrscheinlichkeit die folgenden Arten zu unterscheiden vermögen:

1) **Olivinfreie Basalte.** Dieselben sind nach der Darstellung von H. Bücking, welcher sie nach der in der 1. Aufl. dieses Buches benützten Systematik wegen des Olivinmangels zum Augit-Andesit stellte, in der südlichen Rhön und in der Wetterau verbreitet. Der genannte Autor unterscheidet drei Varietäten, welche nach den Hauptverbreitungsgebieten, dem Grossen Nickus, dem Stoppelsberge und dem Taufstein benannt werden. Das erste Vorkommniss nebst den dazu gehörigen vom Sparhofer Küppel scheint eine Decke zwischen Tuffschichten als Liegendem und rothem blasigen Basalt als Hangendem zu bilden. Das Gestein enthält in wechselnder Menge eine bald durch zahlreiche ausgeschiedene Krystallite graue, bald krystallitenfreie, braune Glasbasis mit Krystallen von Plagioklas, hellbräunlichem Augit, Magnetit, hie und da Ilmenit und Apatit. — Das zweite Vorkommniss bildet auf der Höhe des Stoppelsberges über feinkörnigem dunklen Nephelinbasalt, welcher Tuffschichten überlagert, eine ziemlich mächtige Decke. Idiomorpher wasserheller Plagioklas herrscht unter den krystallinen Ausscheidungen und wird von gut idiomorphem, hellgrünlichbraunem Augit, Ilmenit, etwas Magnetit und Apatit begleitet. Die reichliche sehr dunkle Glasbasis dieses Gesteins gelatinirt mit Salzsäure, ebenso wie diejenige der ersten Varietät. Analoge Gesteine treten auf einem Hügel zwischen Taufstein und Sparhofer Küppel (mit spärlichem accessorischem Olivin) und am Westabhange des hohen Rain auf. — Die dritte Varietät findet sich in grösserer Verbreitung auf dem Plateau des Schwarzenberges zwischen Sparhof und Haubach, am Taufstein, hohen Rain, Königswald und im Wiesengrunde zwischen Königswald und Höllerseifig. Olivin fehlt vollständig, Plagioklas, neben welchem auch Orthoklas angegeben wird, pleochroitischer Augit, Ilmenit sind die Gemengtheile. Eine durch graue Körnchen entglaste Basis scheint bei Verwitterung grünliche Mikrolithe zu

liefern. Das erste Gestein vom grossen Nickus ist jünger als die Tuffschichten und somit gleichaltrig dem Nephelinbasalte des Stoppelsberges, über welchem erst der dunkle olivinfreie Basalt (2. Varietät) liegt. Das Gestein vom Taufstein ist das jüngste Glied. Nach Bücking sind auch die Gesteine von Rüdigheim und vom Schwarzhaupt im Mainthal olivinfreie Basalte; ebenso das mit den beiden genannten wahrscheinlich eine zusammenhängende Decke bildende Vorkommen von der Teufelskaute bei Dietesheim*. Proben des letztgenannten Gesteins, welche mir vorliegen, enthalten in allgemeiner Verbreitung einen Bronzit, und sind demnach an anderer Stelle aufgeführt.

Nach Schauf gehören hierher die Basalte aus den unteren Brüchen gegenüber Kesselstadt im Mainthal, sowie aus den zwischen Kesselstadt und Dietesheim im Walde liegenden Brüchen. Der untere Dietesheimer Strom wird direct vom Pliocän überlagert und ist vom oberen Strom durch eine schwarze Thonschicht getrennt, welche verkohlte Hölzer einschliesst, die z. Th. noch in die Unterfläche des oberen Stroms eingedrückt sind. Der obere Strom bei Kesselstadt ist olivinhaltig. — Nach Wedel ist der grobkörnige Dolerit vom Frauenberge im Wesentlichen olivinfrei bis olivinarm, während im Liegenden desselben, durch grüne und rothe Tuffe davon getrennt, sich normaler Basalt findet.

Nach Rinne sind die Basalte vom Forstort Kehreiche, Puppengehege und an der Sababurg bei Gottsbüren und von der Lichten Heide bei Hombressen im Reinhardswalde olivinfrei und hypersthenhaltig, obenso sind die von Bodenfelde, aus dem Ahnethal (auch nach Laspeyres) und von Amelieth im Solling olivinfrei.

Eine sehr grosse Verbreitung haben nach den Darstellungen von Bréon, Osann und Schirlitz die olivinfreien Basalte in Island und auf den Fär-Oer; es wäre hierher auch das von Osann beschriebene Gestein mit diallagähnlichem Pyroxen zu stellen. — Auch im nördlichen Britannien, dessen basische jüngere Eruptivmassen eine grosse Verwandtschaft mit denjenigen Islands und der Fär-Oer zeigen, scheint der olivinfreie Basalt verbreitet zu sein. Ich rechne hierher z. B. den von Teall beschriebenen Cleveland, Cockfield and Armathwaite dyke. — Hansel bespricht olivinfreie Basalte mit dunklen Flecken, welche auf resorbirten Amphibol verweisen, vom Doubrawitzer Berg bei Manetin unfern Pilsen in

* Nach Schauf würde der Olivin hier nur in den oberen porösen Lagen fehlen.

Böhmen. — Nach E. Dana sind die vitrophyrischen Basaltlaven des Mauna-Loa olivinfrei; er nennt sie clinkstone basalts. — Leslie Ransome beschreibt hyalopilitische olivinfreie Basalte, denen auch z. Th. der Olivin fehlt, von Point Bonita am Golden Gate, Cal. Das Gestein hat eine eigenthümliche kuglige Absonderung und zeigt stellenweise eine zierlich radialfaserige Anordnung der trichitischen Plagioklasleistchen. Die Structur — auch mandelsteinartig — hat nach der Beschreibung einen ganz spilitischen Charakter.

Nach Thomas gehören auch die Eruptivmassen des Tarawera von der Eruption des Juni 1886 zu den olivinarmen bis olivinfreien Basalten. — K. von Chrustschoff fand hierher gehörige Gesteine in der Sierra Verde unfern Chihuahua in Mexico.

Die Structur dieser Gesteine ist ganz vorwiegend hypokrystallin-porphyrisch in der südlichen Rhön und in der Wetterau, ebenso wie in dem von Teall beschriebenen Ganggestein. Sie geht in letzterem öfters in typische Intersertalstructur über, und diese scheint nach den vorliegenden Beschreibungen bei den isländischen zu herrschen. Aber hier, sowie auf den Fär-Oer, ist daneben holokrystallin-porphyrische und hypidiomorph-körnige Structur vom Meissner-, seltener vom Löwenburg-Typus verbreitet. Die letztere würde dagegen in den von Judd besprochenen Vorkommnissen des westlichen Schottland, welche spärlich neben olivinhaltigen Varietäten auftreten, nicht selten sein. Es fehlen demnach anscheinend die echten hyalopilitischen Formen, welche für Augit-Andesite so charakteristisch sind, und das ist einer der Hauptgründe, welche zur Einreihung dieser Gesteine bei den Basalten nöthigten, obgleich ihre chemische Zusammensetzung z. Th. derjenigen der Augit-Andesite näher steht. Selbst da, wo bei den hypokrystallin-porphyrischen Repräsentanten dieser olivinfreien Basalte die Art der Ausbildung sich sehr angenähert hyalopilitisch entwickelt, wie z. B. in einem Gestein vom Schloss Bieberstein in der Rhön, deutet der Reichthum an opaken Trichiten und an Erzen in der Grundmasse, sowie die gelegentliche augenartige Anhäufung der Augite nach den Basalten hin. — Eine pilotaxitisch-trachytoide Structur zeigt ein olivinfreier Basalt von der Höhe über Harbach, Sect. Klein-Sassen, in der Rhön.

2) Die **eigentlichen olivinhaltigen Basalte** haben eine unverhältnissmässig weitere Verbreitung, als alle andern Abarten. Sie zerlegen sich in zwei allerdings durch alle denkbaren Übergänge verbundene Formengruppen, die feldspathreichen und

die feldspatharmen, also Bořicky's Feldspath- und Melaphyrbasalte. Die ersteren führen nach Mineralbestand und Structur besonders gern zu den Augit-Andesiten und zu den olivinfreien Basalten hinüber. Die letzteren verlaufen ganz allmählig in feldspathfreie Gesteine der Limburgit- und Augitit-Familien. Die weitaus verbreitetsten Structurformen sind die holokrystallin-porphyrische in ihren verschiedenen Typen, und die intersertale. Die Beispiele für diese Gesteine sind zu zahlreich, als dass sie hier aufgeführt zu werden brauchten. Die Menge der untersuchten Vorkommnisse ist seit der 1. Aufl. dieses Buches derart angeschwollen, dass es unthunlich ist, wie damals die einzelnen Fundorte anzugeben. Die Verbreitungsgebiete ergeben sich aus der zu Häupten dieses Capitels angeführten Literatur.

Nach mehr als einer Richtung hin knüpft sich ein hervorragendes Interesse an die eisenführenden Basalte Grönlands, deren Kenntniss besonders durch Steenstrup's unermüdliche Nachforschungen gefördert wurde. Die hierauf bezüglichen Untersuchungen nahmen ihren Ausgang von den durch Nordenskiöld lose und in einem basaltischen Gestein bei Uifak (gewöhnlich als Ovifak geschrieben) am Blaafjeld auf der Insel Disko entdeckten, anfangs für meteorisch gehaltenen Eisenmassen. Diese und das sie führende Gestein wurden zunächst von Nauckhoff einem chemischen und mikroskopischen Studium unterworfen, zu welchem ein selbst gesammeltes und nach seinen geologischen Verhältnissen bekanntes Material vorlag. Nauckhoff glaubte das eisenführende Gestein von Uifak als ein gangförmiges Vorkommen auffassen zu sollen, während aus den Angaben von Nordenskiöld und Steenstrup dasselbe sich als ein Lager erweist. Die Hauptmasse dieses Muttergesteins des ged. Eisens hat nach Nauckhoff die Zusammensetzung eines olivinfreien Basalts mit einem accessorischen, hisingeritartigen Mineral in unregelmässig begrenzten Putzen und Körnern, welches stets gelbbraunen Troilit umschliesst, als dessen Umwandlungsproduct es angesehen wird. In diesem, kein ged. Eisen als Gemengtheil enthaltenden Gestein liegen Klumpen einer abweichenden Gebirgsart, die von der Hauptgesteinsmasse stets durch eine rostbraune Verwitterungsrinde getrennt sind. Diese Klumpen bestehen aus einem sehr feinkörnigen Gemenge von Feldspath und einem sparsam vorkommenden grünlichen Mineral, wahrscheinlich Augit, nebst Magnetit und Flittern von ged. Eisen, die sich oft zu Kugeln ballen. Das ged. Eisen zeigt beim Anätzen Widman-

STÄTTEN'sche Figuren; Olivin tritt accessorisch auf, Troilit wurde nicht beobachtet, aber aus der Analyse als vorhanden angenommen. — Die rostbraune Rinde der eisenführenden Klumpen bestand aus Anorthit, der viel rothen Spinell und spärliche Eisensplitter enthielt, nebst kleinen Mengen eines grünen, augitartigen Minerals. — Eine von TÖRNEBOHM wiederholte Prüfung des NAUCKHOFF'schen Materials lieferte ziemlich abweichende Resultate. Nach ihm ist die Structur des eisenführenden Lagergesteins von Uifak breccienartig durch die Verbindung von dichtem Basalt und deutlich körnigem Dolerit. Es wird angenommen, dass der Basalt Fragmente einer älteren Bildung (Dolerit) umschliesse. Sowohl im Basalt, wie im Dolerit liegen Einschlüsse eines „Anorthitfels". Das ged. Eisen findet sich nicht im Basalte, sondern nur in dessen Einschlüssen und zumal im Dolerit. Dieser letztere besteht aus Plagioklas. Augit, Olivin, Ilmenit und einer rehbraunen, an Mikrolithen oder dunklen, auch hie und da farblosen, Kügelchen reichen, glasigen Zwischenklemmungsmasse. Ausserdem finden sich, nicht im Gestein allgemein verbreitet, sondern stellenweise eingeklemmt, Gemenge von metallischem Eisen in mehreren Varietäten, Magnetkies und einem eisenreichen Silikat, welches im frischen Zustande grün und isotrop, im umgeänderten braun, radialfasrig und anisotrop ist, in beiden Zuständen aber leicht von kalter Salzsäure zersetzt wird. Diese Gemenge werden als Infiltrationen angesehen, welche die eckigen Hohlräume des etwa nach Art des Meicheser Nephelinits porösen Gesteins ausfüllten. In dem Basalt kommt kein ged. Eisen vor, wohl aber Mandeln von bis zu 2 mm Durchmesser, welche von dem eisenreichen Silikat und Magnetkies ausgefüllt werden. — Die „Anorthitfels"-Einschlüsse bestehen aus triklinem Feldspath (Anorthit nach NAUCKHOFF's Analyse) mit mehr oder weniger reichlich eingesprengtem Graphit und Körnern von Spinell. Der „Anorthit" führt oft annähernd rectanguläre, grünlichbraune Glaseinschlüsse, die ihrerseits wieder von helleren, mit Bläschen versehenen Kügelchen durchspickt sind. An dem unmittelbaren Contact von Basalt und Anorthitfels und ebenso von Dolerit und Anorthitfels tritt Graphit und Spinell auch in jenen Gesteinen auf. Zur Erklärung der Anorthitfelseinschlüsse wird angenommen, es können dieselben eingeschmolzene und veränderte Einschlüsse von vielleicht bituminösem Mergel oder Mergelschiefer sein, deren Bitumen z. Th. in die basaltischen Gesteine überdestillirt wurde und dann zur Ausscheidung von ged. Eisen aus den eisenhaltigen Lösungen

beitrug, welche das Gestein durchsickerten. Wenn diese Erklärung ausreicht für die kleinen Eisenkörner im Gestein, dann meint Törnebohm annehmen zu können, dass auch die grossen Eisenmassen von Uifak in analoger Weise hätten entstehen können.

Mit Törnebohm gleichzeitig hat auch Lawrence Smith die eisenführenden Gesteine von Uifak untersucht. Aus seinen Angaben ist etwa hervorzuheben, dass er Spinell nur untergeordnet, dagegen Korund als das herrschend vorhandene rothe Mineral in den graphitreichen Partien angiebt; der Nachweis ist ein chemischer. In allen Proben, die mir zugänglich waren, darunter Präparate von L. Smith selbst, ist das rothe Mineral durchaus isotrop und sicher Spinell. Smith hält das Uifak-Eisen ebenso für tellurischen Ursprungs wie Törnebohm. Steenstrup, welcher von vornherein und anfangs ziemlich allein den tellurischen Ursprung dieses Eisens erkannt hatte, stellte sich die Aufgabe, das nickelhaltige ged. Eisen als zweifellosen Gemengtheil normaler basaltischer Gesteine aufzusuchen, und fand dasselbe dann auch in kleinen Körnern in einem Handstück eines basaltischen Gesteins von Assuk, und einige Jahre später zunächst in losen Basaltstücken in einem alten grönländischen Grabe bei Ekaluit im Umanaks-Fjord, dann im anstehenden Gestein bei Assuk auf der Insel Disko, und ebenso an der Nordseite der Mündung des Mellemfjord auf Disko. In dem übrigens nicht zum eigentlichen Basalt, sondern zum Hypersthenbasalt gehörigen, etwa 50 Fuss mächtigen Basaltlager von Assuk ist das ged. Eisen gleichmässig verbreitet in eckigen Körnern, deren kleinste nur Bruchtheile eines Millimeters Durchmesser haben bis zu solchen von 18 auf 14 mm. Die grösseren Körner sind Aggregate von kleineren und werden von Gesteinsmasse durchzogen. Auch hier wird das Eisen, welches nickelhaltig ist und auf polirter Oberfläche die Widmanstätten'schen Figuren vorzüglich schön zeigt, von Graphit und graphit-, auch spinellhaltigem Feldspath (Törnebohm's Anorthitfels, der indessen nach Steenstrup nicht von H Cl angegriffen wird, also kein Anorthit ist) begleitet. Auf der von Steenstrup „Jernpynten" genannten Landzunge an der Nordseite der Mündung des Mellemfjord ist das eisenhaltige Basaltlager (es gehört ebenfalls zum Hypersthenbasalt) etwa 100 Fuss mächtig. Graphit, und grobkörnige Plagioklasnester mit Graphit und Spinell, begleiten auch hier das ged. Eisen. — Ebenso wurde ged. Eisen von Steenstrup in Gesellschaft von Graphit, Spinell und graphithaltigem Feldspath an andern Punkten auf der Nord- und Südseite des Mellemfjord

theils in dem Gesteingewebe des Basalts selbst, theils in rundlichen Mandelräumen und dann mit einem Mantel von Magnetkies aufgefunden. Diese Vorkommnisse, soweit ich dieselben durch die Güte des Herrn Steenstrup kennen zu lernen Gelegenheit hatte, gehören zum echten Basalt, wenngleich auch hier accessorisch etwas rhombischer Pyroxen neben dem normalen Augitgemengtheil vorkommt. Die Structur dieser Basalte ist die hypokrystallinporphyrische. Das Eisen gehört z. Th. zum kohlehaltigen, spröden Gusseisen, z. Th. zum ductilen Schmiedeeisen mit nur geringem Kohlegehalt. Steenstrup schlägt für diese Basalte die Bezeichnung Eisenbasalte vor und macht auf die weite Verbreitung des Graphits als Gemengtheil grönländischer Basalte auch dort aufmerksam, wo er nicht in erkennbarer Weise von ged. Eisen begleitet wird. In solchen Vorkommnissen (Gang bei Kook Angnertunek auf der Südseite der Insel Upernivik im Umanaksfjord, Gang bei Nuk im Waigat, Lager oberhalb Nuk im Waigat, hier mit mikroskopischem ged. Eisen, bei Nungerut unfern der Kohlengrube von Ritenbenk im Nordfjord) ist der Graphit bald gleichmässig durch das Gestein vertheilt, bald in kleinen runden Kugeln zusammengeballt. Steenstrup nennt solche Gesteine Graphitbasalt.

Als **Hypersthenbasalt** hat Diller eine zwischen Basalten und Andesiten stehende Gruppe bezeichnet, deren erste Repräsentanten er vom Mount Thielson in Oregon gelegentlich seiner Beobachtungen über die durch Blitzschlag gebildeten Schmelzrinden an diesem Vorkommniss beschrieb. Es sind an dunklem braunem Glase reiche, hypokrystallin-porphyrische Basalte, in denen neben Plagioklas, Olivin und Augit auch Hypersthen erster Generation vorkommt, während in der Grundmasse Plagioklas und Augit reichliche Mikrolithe bilden. Magnetit und Apatit sind in normaler Weise vorhanden. Die Structur ist angenähert hyalopilitisch, erreicht jedoch nicht eigentlich den Habitus eines Mikrolithenfilzes, sondern entspricht etwa der der Labradorporphyrite. Die Summe von Hypersthen und Olivin zusammen ist eine derart constante, dass mit zunehmendem Hypersthengehalt der Olivin abnimmt und umgekehrt.

Durchaus analoge Gesteine beschreiben Hague und Iddings aus Salvador in Centralamerica, Emmons vom Mount Pitt im südwestlichen Oregon, Iddings aus dem Eureka-District, Nevada, Becker aus Californien, Lindgren aus der Todos Santos-Bai in Baja California, olivinfrei. — Nach Fouqué tritt Hypersthenbasalt auf dem

Gipfel des Inselkegels von Methana auf und wäre jünger als die vielleicht pliocänen Hypersthenandesite; er könnte einer früh christlichen Eruption angehören. — Rosiwal giebt olivinfreie Hypersthenbasalte aus dem Kenia-Gebiet und den Settima-Bergen in Afrika. ebenso von Let Marifia in Abessynien an.

Mineralogisch nahe verwandt sind die oben besprochenen eisenführenden Gesteine von Assuk und Jernpynten auf der Insel Disko. Doch ist einmal ihr porphyrischer Charakter trotz deutlich vorhandener Glasbasis nicht so prägnant in dem Gegensatz von Einsprenglingen und mikrolithischen Gebilden der Effusionsperiode ausgeprägt und der Feldspathgehalt ist ein weit geringerer. Der rhombische Pyroxen ist fast farblos und ohne Pleochroismus, also schwerlich Hypersthen. Die Structur ist insofern eine eigenthümliche, als der Augit und der rhombische Pyroxen, welchen übrigens schon Törnebohm in dem Assuk-Gestein erkannte, gern in chondrenähnlichen Concretionen zusammengehäuft sind. — Das Auftreten dieser Gruppe in der südlichen Rhön und an der Teufelskaute bei Dietesheim wurde bereits oben erwähnt. An letzterem Orte, sowie bei Monte vecchio in Sardinien ist die Structur nicht die hypokrystallin-porphyrische, sondern die intersertale, so dass die Gesteine genau den Palatinittypus der permischen Eruptivreihe des Nahethals wiederholen.

Als **Quarzbasalt** beschreibt Diller das jüngste Ausbruchsproduct gewisser californischer Vulcancentren, welches er besonders am „Aschenkegel“ bei Snag Lake am Lassen's Peak studirte, wo es in compacter Lava und in Bomben auftritt. Einsprenglinge von Quarz, Olivin, Hypersthen, Augit und Plagioklas liegen in einer glasreichen andesitähnlichen Grundmasse mit Augit- und Feldpathmikrolithen. Die Grundmasse enthält keinen Quarz. Die Quarzeinsprenglinge bilden nicht wie die übrigen Mineralien idiomorphe Krystalle, sondern rundliche und corrodirte, oft stark zersprungene Körner, welche von einem Kranz von Augitmikrolithen und einem dunklen Glashofe umgeben sind. Trotz dieser für fremde Einschlüsse charakteristischen Umrandungen hält Diller an der endogenen Natur der Quarze fest, da ihre ganz gleichmässige Verbreitung durch die ganze gewaltige Gesteinsmasse eine andere Erklärung nicht zulasse. Dass die Quarze sehr alte Gemengtheile intratellurischer Provenienz seien, beweise ihr gleichförmiges Auftreten auch in den Bomben. Diller schreibt ihnen ein höheres Alter als den Olivinen zu und nimmt an, dass erst ihre Ausschei-

dung dem Gestein die zur Olivinbildung nöthige Basicität ertheilte. Dann mussten allerdings die Quarze sich nachher dem Gesteinsmagma gegenüber ähnlich wie die Fremdlinge verhalten. Als charakteristisch für die Quarzbasaltlava zur Zeit ihres Ausbruchs wird eine sehr hohe Viscosität angesehen, welche theils aus der Blocknatur der Lava selbst, theils aus der runden Form der losen Auswürflinge hervorgeht, die sich beim Fall nicht, wie gewöhnlich, abplatteten.

Dasselbe Gestein wurde von Diller, einem andern vulkanischen Centrum zugehörig, am Silver Lake, 20 miles NW. von Lassen's Peak aufgefunden. — Hague giebt solche Quarzbasalte mit andesitähnlich hyalopilitischer Structur auch im Eureka-District, Nevada, als verbreitet an. — Iddings beschreibt Quarzbasalte aus den Tewan Mts., Neu-Mexico, aus Arizona (Santa Maria Basin), vom Elk Head Creek, Crescent Peak, Whitehead Peak und Camel Mtn., Colorado. — Merrill fand im Quarzbasalt von dem Plateau NO. und O. von Virginia City, Montana, um die Quarze ausser dem Augitkranz auch noch einen äusseren Kranz von ungestreiftem Feldspath.

Dass im Basalt, wie in andern Gesteinen, zumal in den Lamprophyren, Quarzkörner als Fremdlinge vorkommen, die dann regelmässig von einem Kranz grüner Augitnadeln umgeben sind, welche aus der Mischung des corrodirenden Gesteinsmagmas und des corrodirten Quarzes auskrystallisiren, ist eine alte Erfahrung, die man fast in jedem Basaltgebiet der Erde gemacht hat. Aber von diesen Vorkommnissen unterscheiden sich die Diller'schen Quarzbasalte in wesentlicher Weise durch die allgemeine und gleichmässige Verbreitung des Quarzes. Man wird nicht die Annahme vertheidigen können, dass hier nichts weiter als ein ungewöhnlicher Reichthum von Fremdlingen der gewöhnlichen Art vorliege. Man wird weiter nicht die Angabe bestreiten können, wonach diese Quarze den Charakter der Quarze der Ergussgesteine tragen, nicht den der Quarze der Tiefengesteine, krystallinen Schiefer und Sandsteine. Ebenso wird man aber unbedingt daran festhalten müssen, dass diese Quarze Fremdlinge sind und nicht normale Ausscheidungen aus dem Basaltmagma. Das beweist zweifellos die Vereinigung von Resorptionsphänomenen am Quarz und die Neubildung dieses Augits in dieser Anordnung. Dass die Quarze abnorme und nicht normale Componenten des Basaltes sind, das geben ja auch Diller und Iddings anstandslos zu, indem sie nach einer Erklärung suchen.

Für die Theorie der Entwicklung eines Eruptivmagmas, wie ich seit Jahrzehnten versucht habe dieselbe festzustellen, sind die Quarzbasalte von hoher Bedeutung. Wären diese Quarze normale Ausscheidungen des Basaltmagmas, so wäre meine Darstellung der Eruptivgesteinsbildung nicht haltbar. Jede Erklärung derselben ist daher in hohem Grade erwünscht. Diejenige von Diller ist nach meiner Überzeugung nicht haltbar; dass intratellurisch ausgeschiedene Quarze resorbirt werden und sich um sie Resorptionshöfe bilden, ist ja zweifellos; dass sie sich aber in so basischen Gesteinen bilden und dass sie Resorptionshöfe von Augit haben, ist nie beobachtet worden. Ihre Resorptionshöfe bestehen aus Mikrofelsit oder granophyrischen Quarzfeldspathbildungen. — Iddings, der sie auch als Ausscheidungen aus dem Basaltmagma auffasst, vergleicht das Zusammenauftreten derselben mit Olivin u. s. w., mit dem Vorkommen von Fayalit, Tridymit, Feldspath u. s. w. in den Lithophysen der Obsidiane und construirt unter eingehender Darlegung der möglichen (aber keineswegs bekannten) Wirkungen von Druck, Temperatur, eutektischen Mischungen auf die Krystallisation von Lösungen eine Erklärung in folgenden Worten: „it seems reasonable to suggest that the production of extremely acid and basic minerals in deep-seated magmas may have been brought about, like their production in certain magmas after they have reached the surface, by the influence of absorbed water acting under favourable conditions of pressure and temperature, which combined to solidify the magma more or less completely for the time being, but which, as the quartz grains themselves show, was an unstable solidification, which subsequently yielded to the potential liquidity of the magma, resulting in the partial resorption of the quartz crystals before the final consolidation of the rock to its present form.“ Diese Erklärung leidet daran, dass man doch kaum einen Vorgang (die Fayalit- und Quarzbildung in Lithophysen), den Iddings selbst sehr schön als einen pneumatolytischen im leeren Raum geschildert hat, mit einem rein magmatischen in der Lösung vergleichen kann. Überdies finden sich in den Lithophysen keinerlei Resorptionsphänomene. Wenn ferner favourable condition of temperature and pressure im Stande sind, die Gesetzmässigkeit in der Reihenfolge der Ausscheidungen aus einem Magma umzuwerfen, dann würde ich erwarten, dass solche Umkehrungen mehrfach und in allen möglichen Gesteinsfamilien zu beobachten wären. Alles das trifft aber nicht zu.

Ich pflege seit Jahren die Quarzbasalte dadurch zu erklären, dass zwei in der Tiefe zu gesonderter Entwicklung gelangte Theilmagmen, ein rein basaltisches und ein dacitisches, in vorgeschrittenem Zustande intratellurischer Krystallisation gleichzeitig entleert wurden und sich beim Aufsteigen mischten. So finden wir die Einsprenglinge beider Magmen nebeneinander in einem „andesitischen Basalt“ (das sind die Quarzbasalte chemisch in der That) und die Quarze befinden sich im Zustande normaler Fremdlinge, die einer Resorption in basischem Magma unterliegen. Zur Stütze diene die Thatsache, dass Diller in dem Lassen's Peak-Quarzbasalt Einschlüsse von quarzhaltigem Bimsstein fand; sie beweisen die Anwesenheit quarzführender Magmen in der Tiefe. Als Analogie weise ich hin auf die von Rosiwal in Hyalobasalten von Addele Gubo in Abessynien beobachteten Quarze und seine Erklärung, dass sie aus sauren Ergussgesteinen übernommen wurden, und auf Beobachtungen von Vélain an basaltischen Laven von Aden bezüglich des Vorkommens von Labrador als Einsprengling neben Anorthit in der Grundmasse (S. 984).

Es wäre möglich, dass die hier mitgetheilte Erklärung auch schon von Harker (Geol. Mag. 1892. 487) gegeben wäre in einem Aufsatz: On porphyritic quartz in basic igneous rocks, den Cole (Derived crystals in the basaltic andesite of Glasdrummon Point. Sc. Trans. Roy. Dublin Soc. 1894. V. 240) citirt, den ich aber selbst nicht habe lesen können.

Die **Hornblendebasalte** bilden eine recht basische (die Kieselsäure übersteigt kaum 44 %), durch grosse und meistens stark corrodirte Einsprenglinge von basaltischer Hornblende charakterisirte Gruppe der Feldspathbasalte, welche ihre Hauptverbreitung in der Rhön (Todtenköpfchen und Simmetsberg bei Gersfeld, Sparbrod, Alteberg bei Reinhards, Spahler Berg, Liebhards, Kirschberg bei Rasdorf, Pferdskopf, Bilstein bei Lenders) und im Westerwalde (Härtlingen, Ober-Ötzingen, Freylingen, nach Bruhns auch Steimel bei Nordhofen, Schenkelberg und Hartenfelser Kopf, nach Michel-Lévy in der Umgebung von Lusclade im Mont Dore, nach Clements in der Gegend von Waltsch, Radowitz u. a. O. des Duppauer Gebirges) hat und durch Neigung zu Übergängen in Nephelintephrite ausgezeichnet ist. Ihre Structur ist fast durchweg die holokrystallin-porphyrische, ihr Feldspathgehalt gering. In Sachsen und Böhmen kommen solche Hornblendebasalte ebenfalls vor (Bockmühle bei Schluckenau, Kostenblatt). — Auf den Spaltflächen der

Hornblende sind nicht selten Quarz, Carbonate oder zeolithische Substanz in dünnen Blättchen abgelagert. Zwillingsbildungen nach dem gewöhnlichen Gesetz, selten auch als Durchkreuzungszwillinge ausgebildet (Kelberg in der Eifel) kommen vor. Randliche Umwandlungen in ein Haufwerk von Magnetit und tiefbraunen Mikrolithen, die von Sommerlad und van Werveke (Spahler Berg, Sparbrod, Freylingen, Insel Palma) als Hornblende gedeutet werden, zwischen welche Gesteinsmasse und Augitmikrolithe eingemengt sind, schreiten fort bis zur vollständigen Ersetzung des Amphibols (vergl. oben S. 992). — Auch von Weiperfelde bei Usingen im Taunus beschreibt Sommerlad einen hornblendeführenden Basalt. — Hypokrystallin-porphyrische Varietäten beschreibt Budai aus der Hargitta in Siebenbürgen, vitrophyrische Siegert vom Schiessberge bei Obercunnersdorf in der Lausitz. — Olivinfrei sind die hornblendeführenden Basalte von Aussig, vom Eichgraben bei Zittau und vom Unglückstein bei Walkersdorf. — Hatch beschreibt Hornblendebasalte mit und ohne Olivin aus Madagascar; der erste stammt aus der vulkanischen Region westlich vom See Itasy, der zweite (apatitreich) vom Vulkan Kasige. — Was Hatch als Basalte mit Hornblende in der Grundmasse beschreibt und mit Tephriten und Sprendlingen vergleicht, bildet Gänge an der Küste bei Ambodimadiro an der NW.-Küste von Madagascar und dürfte zum Camptonit gehören.

Aus den hypokrystallin-porphyrischen Basalten entwickeln sich durch Abnahme der mikrolithischen Bildungen der Effusionsperiode glasreiche Arten, welche als **vitrophyrische Basalte** zusammengefasst werden können. Vorzügliche Repräsentanten solcher finden sich am Dolmesberg bei Mainzer Eichen unfern Darmstadt, Schiffenberg bei Giessen u. s. f., und es beschreiben sie z. B. Bücking vom Schwarzhaupt und von der Strasse zwischen Hutten und Veitsteinbach in der Rhön, Chelius von der Kühruh am Spisseroth, von der Katzenschneise und vom Steinbuckel im Gebrannten Schlag bei Traisa unfern Darmstadt, Budai aus der Hargitta, Boule von Laval und der Cascade de Vals im Velay, Lacroix aus der Gegend von Borjom in Armenien, Mügge von den Azoren, Renard von der Insel Marion, von Tristan da Cunha, von Platform Island (Fernando Noronha), von Kerguelen, Stelzner vom Infernillo-Pass in der Provinz Tucuman, Argentinien, und ganz besonders Cohen und E. Dana von Hawaii und andern Inseln des Grossen Oceans. — Zu den vitrophyrischen Basalten gehört auch das von Förstner

beschriebene, auffallend TiO_2-reiche Ergussgestein der im Jahre 1891 bei Pantelleria durch eine submarine Eruption entstandenen, heute schon verschwundenen, Insel. Der Feldspath desselben ist Anorthit.

Eine scharfe Grenze zwischen diesen vitrophyrischen Basalten und den von Ausscheidungen der intratellurischen und Effusionsperiode fast freien Basaltgläsern, oder Hyalobasalten, welche theils als wenige Zoll mächtige Salbänder von Gängen, als Schlackenkrusten von Basaltströmen oder als unbedeutende Basaltlavamassen in compactem Zustande, beziehungsweise in bomben- und kugelartigen losen Massen auftreten, welche z. Th. in Tuffen eingebettet sind, ist nicht zu ziehen. Bekanntlich wurden diese Hyalobasalte früher für homogene Mineralkörper gehalten und in den Lehrbüchern der Mineralogie als Tachylyte, Hyalomelane, schlackige Augite u. dergl. m. aufgeführt. Diese Gesteinsmassen stehen zu den Basalten genau in demselben Verhältniss, wie die Pechsteine, Perlite, Obsidiane und Bimssteine zu den saureren Effusivgesteinen, und ihr weit spärlicheres Vorkommen im Vergleich zu jenen erklärt sich wohl durch die leichtere Krystallisirbarkeit und die zufolge der niederen Schmelztemperatur längere Abkühlungsperiode der basischen Eruptivmagmen. Zu den altbekannten deutschen Basaltgläsern von Bobenhausen und Gethürms bei Angerod im Vogelsberg, Sababurg* in Hessen, Säsebühl bei Dransfeld und dem sogenannten blauen Pechstein von Marostica im Vicentinischen gesellen sich nun die von Judd und Cole beschriebenen Vorkommnisse der westschottischen Inseln, Beal bei Portree auf Skye, Lamlash auf Arran, Sorne Point und Gribun auf Mull und Screpidale auf der Insel Raasay. — Hierher gehörige Vorkommnisse beschreiben ferner Vélain von La Réunion (Plaine des Sables, Piton Bory) und St. Paul, Behrens als Einschlüsse in einem Conglomerat zwischen den Vorgebirgen Karang Kapitoe und Tjitiran auf Java, Wichmann von der Insel Futuna gangförmig im Korallenkalk, und in bis haselnussgrossen Fragmenten in einer Breccie, Hyland vom Kilimandscharo, Quiroga von Santo Pau en Olot (Gerona). — Soweit wir chemische Kenntniss von der Natur dieser Basaltgläser besitzen, zeigen dieselben ähnlich wie die sauren Gläser einen wechselnden Wassergehalt; doch scheinen die wasserfreien und wasserarmen Gläser (Obsidian- und Bimssteingläser,

* Nach Rinne z. Th. nur geschmolzene Einschlüsse oder Erstarrungsmodificationen um Einschlüsse.

wenn man will) zu herrschen; jedenfalls sind bisher keine Vorkommnisse bekannt, welche einen den sauren Pechsteingläsern entsprechenden Wassergehalt aufwiesen. Die bimssteinartig-schaumige und obsidianartig dichte Textur sind verbreitet, die perlitische Absonderung nicht gerade häufig (Marostica, westschottische Inseln, nach Judd und Cole, im Tachylyt von Slievenalargy im nördlichen Irland nach Rutley). — In der Mineralausbildung dieser vitrophyrischen Basalte und Hyalobasalte ist besonders die Neigung der Gemengtheile zu skelettartiger Entwicklung und zu Wachsthumsformen, sowie zur Aufnahme von einzelnen unverhältnissmässig grossen Glaseinschlüssen charakteristisch. Diese Züge kehren ganz gleichmässig an den Eisenerzen, dem Olivin, dem Augit und dem Feldspath wieder. Der Feldspath tritt dabei in zweierlei Formen auf, entweder in sehr kleinen rhombischen oder anscheinend hexagonalen Tafeln nach M oder in fadendünnen Säulchen nach der Axe a, welche dann fast stets trichitisch gekrümmt, auch oft sphärolithisch aggregirt sind. Diese mikrolithischen Gebilde und Wachsthumsformen setzen sich nicht selten an die grösseren, älteren Einsprenglinge an, sobald sie eine vorherrschende Längsrichtung haben, während bei den tafelförmigen Feldspath- und Olivinmikrolithen diese Neigung nie beobachtet wurde. Ausserordentlich verbreitet sind bald tiefbraun durchsichtige, bald ganz opake, gestrickte Wachsthumsformen, welche eine sichere Deutung noch nicht zulassen. Dieselben erfüllen zumal die Basaltgläser oft fast vollständig. Fast immer ist um diese eigenthümlichen Gebilde das Basaltglas gebleicht oder doch auffallend heller gefärbt, seltener werden sie von einem dunkleren Glashofe umgeben. Die eine wie die andere Erscheinung ist wohl dadurch bedingt, dass die vollständige Erstarrung im ersten Falle eintrat, nachdem aus unmittelbarer Nähe die krystallisirbaren Moleküle an das krystallitische Gebilde angeschossen waren, im zweiten trat die Erstarrung vorher ein und so hatten sich in der Umgebung die krystallisirbaren Moleküle gehäuft, und das Glas tiefer gefärbt. — Auch die sphärolithischen Gebilde, welche für die sauren Gläser in so hohem Grade charakteristisch sind, fehlen den Basaltgläsern nicht. So beschreibt Cohen in der citirten Arbeit über Basaltgläser und Dana* fast

* Interessant ist die Beobachtung von E. Dana, wonach in den Lavastalaktiten des Maunaloa im Querschnitt zunächst auf die äussere Glashaut eine an Magnetit und Augit reiche Zone folgt, während die Feldspathbildung erst im Centrum beginnt, wo dann die Leistchen oft parallel der Axe der Stalaktiten liegen.

ganz sphärolithisch struirte Gesteine; und auch von der Sababurg, von Gethürms bei Angerod und Bobenhausen liegen solche vor. — Cole beschreibt ein Intrusivlager von olivinarmem bis olivinfreiem Basalt von Ardtun auf der Insel Mull, welches Tachylytkrusten im Liegenden und Hangenden besitzt. Dieser Tachylyt is found to repeat in the basic series the transition from glassy to completely spherulitic forms, which are so familiar among acid lavas. — Auch Wenjukoff beschreibt normalen Tachylyt vom See Kyry-Nor in der Mongolei und sphärolithischen von der Gebirgskette Sichota-Alin im Ussurigebiet. Die Fasern dieser sphärolithischen Gebilde, von deren chemischer Natur wir keinerlei Kenntniss haben, ordnen sich bald sehr regelmässig um einen Punkt, bald gruppiren sie sich mehr axiolithisch oder in ganz unregelmässiger Weise. Im ersten Falle erhält man bei hinreichender Dünne der Präparate oft sehr correcte Interferenzkreuze von positivem Charakter zwischen gekreuzten Nicols und in allen Fällen, wo eine Bestimmung des optischen Charakters der Fasern möglich war, entsprach die Längsaxe derselben der kleinsten Elasticität. Ob die tiefe, braune Farbe dieser Sphärolithe der Substanz derselben eigen ist, scheint mir sehr zweifelhaft*. Ich möchte vielmehr glauben, dass dieselbe nur der Durchtränkung dieser Sphärokrystalle mit Glasmasse zuzuschreiben ist. Diese Glasmasse muss natürlich um so tiefer gefärbt sein, je pigmentärmer die Sphärolithsubstanz ist. Für diese Annahme spricht auch der Umstand, dass das sphärolithenfreie Glas heller gefärbt ist und leichter durchsichtig wird, als die Sphärolithe.

Contactwirkungen der Basalte.

Die Beeinflussung der von Basalten durchbrochenen Gesteine, und besonders der Einschlüsse solcher, durch den Basalt unterscheidet sich von den Contactwirkungen der Tiefengesteine und der Diabase ganz wesentlich durch die Geringfügigkeit ihres Betrages und durch die anscheinend kaustische Natur derselben.

Die chemischen und structurellen Veränderungen der Braunkohle am Meissner, Hirschberg und Stellberg hat A. Uthemann in

* Die Sphärolithe von Ardtun bestehen aus mehr grauen und mehr braunen Fasersectoren nach Cole; die mehr braunen absorbiren stärker den parallel der Faseraxe, die grauen mehr den dazu senkrecht schwingenden Strahl. — Sehr zutreffend ist der Vergleich, welchen Cole zwischen sphärolithischen Tachylyten und Varioliten anstellt.

den Abhandlungen der kgl. preuss. geol. Landesanstalt N. F. Heft 7 beschrieben.

Besonders genau untersucht sind die Umwandlungen, welche Basalt im Sandstein hervorgebracht hat. Die bekanntesten Localitäten dieser Art sind wohl der Wildenstein bei Büdingen, Ober-Ellenbach in Nieder-Hessen, Rosenbühl bei Eschwege und eine Anzahl fernerer Vorkommnisse in Hessen und Thüringen, welche wesentlich von Möhl untersucht wurden (Stoppelsberg bei Hünfeld, Schwarzbiegel im nordöstlichen Habichtswald, Steinberg bei Bräuna, Baunsberg bei Cassel, Calvarienberg bei Fulda).

Der Charakter der Sandsteinmetamorphose durch Basalt liegt ganz wesentlich in zwei Umständen: die Quarzkörnchen des ursprünglichen Sandsteins sind in unmittelbarer Nähe des Basalts oft zersprungen, und an die Stelle ihres klastischen, thonigen, mergeligen oder kalkigen Cämentes ist eine amorphe Substanz, ein Glas, getreten. Das Glas, welches bald bräunliche, bald hellgraue oder grünliche Farbe hat, stellenweise auch farblos ist, lässt in den meisten Fällen eine Reihe von Devitrificationsproducten wahrnehmen. Es bilden sich kleine, sehr scharf umgrenzte Krystalle, welche wesentlich zwei oder drei Mineralspecies angehören. Zierliche farblose Rechtecke und Sechsecke erscheinen besonders gern in den farblosen Glaspartien. Diese früher vielfach für Nephelin gehaltene Substanz wurde von Zirkel als Cordierit gedeutet, nachdem Prohaska dessen Neubildung in Einschlüssen von Schiefern und Quarziten in dem Basalt von Kollnitz im Lavantthale in Kärnten dargethan hatte. In den bräunlichen Glaspartien pflegen mehr lange grüne Prismen aufzutreten, welche Zirkel für Hornblende halten möchte. In Präparaten des verglasten Sandsteins vom Rosenbühl bei Eschwege, die fast ganz aus Glasmasse bestehen und nur spärliche Quarzkörnchen enthalten, liessen sich jedoch diese grünen Prismen nach ihren Krystallwinkeln und ihrem optischen Verhalten mit Sicherheit als Augit bestimmen. — Rhombischen Pyroxen erkannte Rinne neben Cordierit in den metamorphosirten Sandsteinen der Blauen Kuppe bei Eschwege und der Sababurg im Reinhardswalde. — Die braunen Glasmassen sind überdies oft erfüllt mit dunklen Globuliten, die hellen mit farblosen Mikrolithen. Gasporen finden sich in beiden allenthalben reichlich. Auch opake krystallitische und trichitische Ausscheidungen sind besonders an die braunen Glasstellen gebunden. Mit Entfernung von der Contactstelle nimmt das Glas entschieden ab

und an seine Stelle treten nicht glasige, sondern mit einem Mikrolithenfilz erfüllte Stellen, bis endlich das normale Cäment vorliegt. In der unmittelbaren Berührung von Basalt und Sandstein scheint die Grenze allenthalben, wie schon Fischer beobachtete, durch Verschmelzung verwischt zu sein und die Augitmikrolithe des Basalts ziehen sich eine kurze Strecke in das zu Glas veränderte Cäment des Sandsteins hinein. Wo sich die Glasmasse in die Sprünge der Quarzkörnchen, besonders gern auch den Fugen der Flüssigkeitseinschlüsse folgend, hineinzieht, oder auch sonst in unmittelbarer Nähe der Quarzkörner beobachtet man nicht selten Aggregate von hexagonalen Täfelchen, welche überaus an Tridymit erinnern. Ein sicherer Nachweis derselben als Tridymit war bis dahin nicht möglich.

Ob der Glaskitt, welcher die Quarzkörner des Sandsteins zusammenhält, lediglich durch Schmelzung entstanden sei, ob derselbe mehr oder weniger mit dem Basaltmagma durchmengt ist, lässt sich schwer sagen. Auch die Frage, ob der ganze Vorgang besser als einfache Schmelzung oder aber als Auflösung durch das Basaltmagma aufzufassen sei, lässt sich für diese Sandstein-Contactzonen kaum entscheiden.

Bleibtreu, welcher die letztere Ansicht vertritt, fand bei dem Studium der Einschlüsse in den Basalten der Gegend von Bonn. namentlich vom Finkenberg, dass zwischen den zahlreichen Quarzkörnern eines sandreichen Thons ein grünes Glas mit grünen Fasern und zahlreichen violetten Individuen gebildet war, die er für Spinell halten möchte. Bei reinem Quarz wurden zufolge der, den Flüssigkeitseinschlusszonen nachgehenden, Auflösung diese durch secundäre Glaseinschlüsse gewissermaassen ersetzt. Man möchte vermuthen, die hohe Temperatur hätte die Flüssigkeitseinschlüsse als solventia wirken lassen, wie bei den Daubrée'schen Versuchen. Randliche Neubildungen von Augit wurden gelegentlich von Quarzkryställchen derselben Entstehung begleitet, die z. Th. in winzigen Drusen aufgewachsen waren, z. Th. in die Schmelzmasse hineinragten. Das Basaltmagma selbst zeigte oft um die Einschlüsse herum eine Art zonarer Anordnung der krystallinen Ausscheidungen. Dann fand sich meistens dem Einschluss zunächst Feldspath in Begleitung eines zwischen blassröthlich und dunkelgrau pleochroitischen, dem Haematit oder Ilmenit ähnlichen Minerals in hexagonalen Blättchen, darauf eine Zone, wo dieses als Eisenglanz bezeichnete Mineral herrscht, und darauf grüner Augit.

An Einschlüssen von Keupersandstein im Basalt vom Weiss-

holz bei Lütgeneder beobachtete Möhl, dass zwischen dem eigentlichen Basalt und dem Einschluss zunächst eine wasserhelle Zone liegt, welche aus Sanidin und Glas bestehen soll, durchsprenkelt von Augitkörnern und Einklemmungen eines sphärolithisch umgewandelten Sandsteinglases. Darauf folgt nach innen scharf absetzend eine lichtgraulich weingelbe Zone eines durchaus sphärolithisch-fasrig umgewandelten Sandsteinglases mit nur spärlichem Sanidin. Der Sandstein springt buchtig in diese Zone vor und zurück; der Sandstein selbst ist indessen zu fast farblosem Glase geworden, worin die abgeschmolzenen Quarzkörner liegen. An manchen Stellen hat sich in dem farblosen Glase zwischen den Quarzkörnern Tridymit gebildet. Die Sphärolithe und die sphärolithische Contactzone gelatiniren nach Möhl's Angabe mit Salzsäure, das Buchitglas nicht.

Kalkstein-Einschlüsse in demselben Basalte sind nach Möhl zu körnigem Kalke mit Wollastonit- und Humit-Einsprenglingen geworden. — Nach Bořicky sind die Fragmente von Plänerkalk im Basalt des Poratscher Berges bei Bilin mit zahlreichen abgerundeten Quarzkörnchen durchspickt. Die Hauptmasse der Einschlüsse erweist sich als eine durch Gasporen getrübte, graulich oder gelblich weisse Masse, welche wesentlich Kalkspathsubstanz wäre. Die Quarzpartien umhüllen sporadisch graulich weisse, durch Gasporen und Staubkörner abgegrenzte rundliche Stellen, welche aus einer lockeren Anhäufung von äusserst zarten Mikrolithen bestehen. Der Basalt selbst umschliesst im unmittelbaren Contact mit dem Pläner zahlreiche „gelblichgraue, wollhäufchenähnliche Flecke, die bald Trichithäufchen, bald halbentglasten Stellen ähnlich sehen", oder stecknadelknopfgrosse Kügelchen, die theils aus strahligen Zeolithgebilden, theils aus am Rande concentrisch-schaligen, innen rhomboëdrisch spaltenden Carbonaten bestehen. — Die Plänereinschlüsse im Basalt von Bilinka lassen ebenfalls Quarzkörnchen in einem „trüben grauen Gewirr von Mikrolithen, Glaspartikeln und Bläschen" wahrnehmen. — Nach Lehmann's Mittheilungen haben die Kalkeinschlüsse in den Laven von Mayen und Niedermendig Kohlensäure verloren und sind z. Th. zu Kalkhydrat geworden, welches auch zu neuen Moleculargruppirungen in dem Ettringit und Chalkomorphit Veranlassung gegeben hat. — Ein quadratisches Mineral, welches mit Wahrscheinlichkeit als Gehlenit bestimmt wird, enthalten nach Hoffmann Kalkstein-Einschlüsse im Basalt von Dreihausen bei Marburg. — Hibsch fand die Thonmergel westlich vom Poppenberge, Blatt Tetschen, derart umgewandelt, dass in einer

isotropen trüben Grundmasse mit feinen Schnüren und Flecken eines schwarzen Pigmentes einzelne Quarzkörner und eine Unzahl kleinster, farbloser oder schwach gelblicher Stäbchen liegen. Diese haben gerade Auslöschung und schwachen Pleochroismus, O gelb, E farblos und werden für Vesuvian gehalten.

Über die Einschlüsse von devonischen Schiefern und Thonen der Braunkohle in den niederrheinischen Basalten und Basaltlaven theilt Lehmann mit, dass dieselben in der Lava zu Ziegel gebrannt wurden, während sie in den Basalten oft ganz glasig umgewandelt erscheinen oder zu Basaltjaspis von porcellanartiger Natur mit grauen, braunen oder violetten, nie mit rothen Farben wurden. In der Schmelzmasse solcher thoniger Einschlüsse finden sich neben den veränderten Quarzen oft Augite, Mikrolithe und Trichite. Reichlich violettbraunen Spinell neben Feldspath und Eisenglanz fand Dannenberg in Schiefereinschlüssen des Basaltes vom Steinbühl bei Weilburg.

Von einem Basaltjaspis von Unkel am Rhein erwähnt Anger, derselbe sei aus einem feinkörnigen, grauwackeartigen Gestein dadurch entstanden, dass infolge der Basalteinwirkung die Quarzkörnchen zerbarsten und zersprangen, während das Cäment derselben zu einem Aggregat farbloser dunkelumrandeter Körnchen glasiger Natur wurde. „Hie und da erblickt man noch striemenartige, schmutzig bräunlichgelbe Bänder mit undeutlich lamellarer Textur, entschieden die erhaltene Form und Structur des ursprünglichen Glimmers, der allerdings an den meisten Stellen gänzlich alterirt und zu glasigen Körnerhäufchen umgewandelt ist. Die glasige, körnige Masse zwischen den Quarzen ist stellenweise getränkt von dunkeln, opaken, an den Rändern verschwimmenden Partien; diese dürften ihre Entstehung dem ursprünglich anwesenden Eisenglanz verdanken."

Über Einschlüsse einzelner Mineralien und besonders auch granitischer Massen hat sich nach den früheren Untersuchungen von Joh. Lehmann, Trippke, v. Chrustschoff, Doss, Bleibtreu u. a. eine umfangreiche Literatur gebildet, aus welcher wir besonders manche Beobachtungen von Dannenberg und Beyer hervorheben, welche durch Mittheilungen von Rinne, Bauer, Foullon, Lord u. a. bestätigt und ergänzt werden.

Dannenberg, dessen Untersuchungen an siebengebirgischen Basalten und Andesiten angestellt wurden, beschreibt Einschlüsse von Korund, Magnetkies, Zirkon, Magnetit, Feldspath, Sillimanit

(in Verbindung mit Spinell und Rutil), von Augit, Quarz und mancherlei Gesteinen, darunter hypidiomorph-körnige Gemenge der Gabbromineralien, welche ich für alte, intratellurische Ausscheidungen halte (die Möglichkeit wird auch von Dannenberg zugegeben) und mit den von Hartung und Pacheco beschriebenen Einschlüssen von Dioriten, Diabasen und Wehrliten in Basalten von S. Miguel, mit einem gewissen Vorbehalt auch mit dem Anorthitfels von Uifak parallelisiren. Sie entsprechen in gewissem Sinne den Sanidiniten der Trachyte.

Über die ausserordentlich häufigen Einschlüsse von Quarzkörnern im Basalt stellt Dannenberg nach einem Vorkommen vom Ölberg eine Art Schema auf, welches als normal zu betrachten wäre, welches aber oft nur verkümmert und in rudimentärer Entwicklung vorliegt. Danach würde man in der Richtung vom Basalt nach dem Quarzeinschluss hin zunächst eine Grössenzunahme der Grundmassefeldspathe des Basalts ohne merkbare stoffliche Veränderung beobachten; dann folgt eine Zone zum Quarzeinschluss radialgestellter Augitsäulchen und innerhalb dieser ein Band grösserer, zu fächerförmigen Büscheln vereinigter Feldspäthe von höherer Acidität als im Basalt. Diese dritte Zone berührt entweder den Einschluss selbst oder es stellt sich nochmals eine Zone von Augit ein, welche oft Aegirinmäntel besitzen. Hier treten gelegentlich, aber selten, auch Aegirin oder Akmit und Cossyrit hinzu und alle Bildungen dieser Zone, auch gelegentlicher Feldspath, neigen zu lappig-skelettförmiger Entwicklung mit Ausnahme der oft idiomorphen Augite. Zwischen dieser Zone und dem Quarz erscheint oft noch ein klares, hellgelbes Glas. Winzige Blättchen von Eisenglimmer (? Titaneisenglimmer) sind durch alle diese Zonen zerstreut. — Selten kommt bei vereinzelten Quarzkörnern, häufiger bei Quarz in Graniteinschlüssen, die partielle oder totale Umwandlung in radialfasrige Massen vor, welche das Bertrand'sche Interferenzkreuz zeigen und für Chalcedon gehalten werden. Aber könnte dieser das Bertrand'sche Interferenzkreuz zeigen?

Beyer studirte sorgfältig die bis zu 0,5 m Durchmesser erreichenden Graniteinschlüsse im nephelinführenden Basalte von Grossdehsa bei Löbau. Trotz der abweichenden Natur des einschliessenden Basaltgesteins sind die Erscheinungen ganz die gleichen, wie bei dem normalen Basalt und können daher hier ihre Besprechung finden. Die kleineren Granitfragmente sind oft vollständig geschmolzen zu einer Glasmasse, die grösseren zeigen eine gelbliche,

bräunliche oder schwarze, z. Th. schaumig blasige Schmelzrinde, die sich auch in das Innere der Einschlüsse hineinzieht, so dass hier die Granitmineralien in einer glasig erstarrten Schmelzmasse gewissermaassen schwimmen. Von diesen Mineralien fehlt aber der Glimmer stets, er ist durchweg eingeschmolzen. Im durchfallenden Lichte ist die Schmelzmasse farblos bis dunkelsepiabraun und die dunkleren Stellen sind gern trichitisch, margaritisch u. s. w. entglast. Die Blasen in diesem Glase pflegen mit radialstrahligen Zersetzungsproducten erfüllt zu sein. Oft ist die Grundmasse auch eutaxitisch aus hellen und dunklen Striemen gewoben, deren letztere reich an Spinell sind. Solche fluidale Gläser sind ärmer an Blasen, wie ja auch, nach Beyer's Bemerkung, fliessendes Wasser die Luftblasen rascher abgiebt, als stehendes. — Der Quarz der Graniteinschlüsse ist zersprungen und resorbirt, seine Flüssigkeitseinschlüsse sind z. Th. verschwunden, Glaseinschlüsse haben sich eingestellt und an den Rändern des Quarzes hat sich der bekannte Kranz von grünen Augitnadeln gebildet. — Der Feldspath ist ebenso, wie der Quarz mit secundären Glaseinschlüssen neben solchen mit Gasen und Flüssigkeiten versehen und oft mit Wolken von Spinell erfüllt. Randlich ist er oft mit einem Kranz nach den Spaltflächen abgesprengter Fragmente umgeben, die durch die Schmelzmasse verkittet sind, oder in dieser haben sich rhombische Tafeln von Feldspath neu gebildet und sich zu einem schuppenpanzerartigen Gewebe aggregirt, Foullon nennt dieses sehr bezeichnend auch „cassettenartig ineinander geschachtelt". Wo eine randliche Schmelzzone den Feldspath umgiebt, da ist dieser mit Spinell erfüllt, wie der Schmelzmantel der Quarze mit Augit. Plagioklas und Orthoklas verhalten sich in dieser Hinsicht der Beeinflussung durch den Basalt ganz gleich, nur scheint bei Plagioklas neben oder statt des Schuppengewebes von Tafeln eine Neubildung langer trichitischer Feldspathnadeln verbreiteter zu sein. — In den vollständig eingeschmolzenen Graniteinschlüssen trifft man nach Beyer Spinell in verschiedenen Farben und titanhaltigen Magnetit in zierlichen Wachsthumsformen; ebenso wird Rutil sicher nachgewiesen, gern in Gesellschaft mit Magnetit. In den Poren der schlackigen Graniteinschlüsse fand Beyer in Form weisser Krusten die Wände überziehend, oder als Kugel den Raum erfüllend ein Mineral, welches die Form hexagonaler Säulen, die H. = 4,5, sp. G. = 2,162 zeigt und chemisch als ein wasserreiches, K-, Na-, Cu-, Mg-haltiges Alumosilikat erkannt wurde. Das Mineral ist unlöslich in Salzsäure. — Verfolgt man die Schmelz-

rinde der Graniteinschlüsse von innen nach aussen, so begegnet man zunächst einer Zone, die, frei von Glimmer und Feldspath, nur stark corrodirten Quarz mit seinen Augitkränzen, sowie viel Spinell führt. An der Grenze gegen den Basalt stellt sich Augit in gutbegrenzten Einzelindividuen und Zwillingen, nicht in Nädelchen, wie um den Quarz, ein, heller als der normale Basaltaugit. Es ist also der Graniteinschluss gegen den Basalt hin durch einen Augitmantel abgeschlossen. Dann folgt der Basalt mit zahlreichen Augitmikrolithen, reich an braunem Glase voller Striemen von Magnetit. Der Olivin desselben ist zersprungen, zu glasdurchtränkten Körnerhäufchen geworden und durch Augitkränze gegen die Basaltmasse hin abgeschlossen; es haben sich eigenthümliche Plagioklastafeln und Leisten gebildet, welche in einem wasserhellen, einschlussfreien Rahmen einen durch Einschlüsse stark verunreinigten Kern zeigen. Weiter weg vom Einschluss verschwinden allmählig diese Feldspathe, der Olivin nimmt die gewohnte Gestalt an und man gelangt in den normalen Basalt.

Diese Vorgänge modificiren sich natürlich sehr mannichfach an verschiedenen Stellen und es treten nicht spärlich auch andere Mineralbildungen auf, so braune Hornblende nach v. Foullon in Einschlüssen des Basalts vom Bollberge bei Niemes in Böhmen, Glaukophan im Feldspatheinschlüssen des Basalts vom Stempel bei Marburg nach Bauer.

Die Einschlüsse in den basaltischen Gesteinen geben oft Veranlassung zu einer Drusenbildung, welche mit der normalen drusigen Structur nicht verwechselt werden darf. In derartigen Hohlräumen sind oft noch Fragmente des ursprünglichen Einschlusses vorhanden, welche nie innig mit der Gesteinsmasse verwachsen sind, sondern sich mit derselben nur an wenigen Punkten berühren. Bei Quarzeinschlüssen sind diese oft von kleinen grünen Augiten umgeben, denen eine glasig erstarrte Schmelzmasse tropfenartig anhängt. — Bei granitischen, syenitischen oder gneissartigen Einschlüssen ist der Glimmer, Granat und der Oligoklas z. Th. eingeschmolzen, während Orthoklas und Quarz unverändert blieben. Die Reste des ursprünglichen Einschlusses liegen in einer Schmelzmasse, in welcher Augit, Magnetit und Eisenglanz, sowie Tridymit reichlich erscheinen. In den durch die Einschlüsse bewirkten Drusenräumen findet sich neben Tridymit auch Spinell, Titanit, Plagioklas und Quarz. — Für die äusserst interessanten Einzelheiten dieser schönen Beobachtungen muss ich auf die Arbeiten Lehmann's selbst verweisen, der sie entnommen wurden.

Die Tuffe der Basalte.

Als Tuffe der Basalte sind hier nur solche Gesteine zusammengefasst, welche nachweislich aus losem Auswurfsmaterial basaltischer Gesteinsmassen (Aschen, Lapilli) durch spätere Cämentirung zu festen Felsarten geworden sind. Ausgeschlossen sind solche conglomeratische Gesteine von basaltischem Material, die aus der mechanischen Zerstörung fester Basaltmassen hervorgegangen sind. Soweit echte Basalttuffe mir durch Autopsie oder aus den zahlreich vorliegenden Beschreibungen von Behrens, Berwerth, Bréon, Doss. Eichstädt, Hofmann, Hussak, Penck, Renard, Schirlitz, Sommerlad, Svedmark, Vélain, Wichmann und Zirkel bekannt geworden sind, ist zu constatiren, dass Krystalltuffe ganz ausserordentlich selten zu sein scheinen. So erwähnt unter den angegebenen Autoren nur Schirlitz einen basaltischen Krystalltuff aus einem Seitenthale des Bjarnadalr auf Island, derselbe ist zusammengesetzt aus Individuen von Augit und Olivin, die von einem Zeolithcäment verkittet werden. — Die mikroskopischen Eigenschaften der aus normalen Basaltlapilli aufgebauten Basalttuffe, deren Cäment meistens durch ein Carbonat (Calcit, Aragonit) oder Limonit, seltener durch Zeolithe oder ein Mineral der Delessitfamilie, noch seltener durch Opal oder Chalcedon gebildet wird, sind, von dem Cäment abgesehen, diejenigen der compacten, vitrophyrischen Basalte.

Eine eigenthümliche Stellung nehmen jene basaltischen Tuffe ein, welche Sartorius von Waltershausen nach sicilianischen Vorkommnissen Palagonite genannt hat. Das Charakteristische dieser Gesteine, deren Verbreitung eine sehr weite ist, liegt darin, dass sie im reinen und ursprünglichen Zustande aus Lapilli von Basaltgläsern bestehen, in denen krystalline Ausscheidungen nur eine geringe Bedeutung haben, und welche durch ein aus der hydrochemischen Umbildung des Basaltglases selbst hervorgegangenes Cäment mannichfacher Art verkittet sind. Die erste mikroskopische Beschreibung solcher Palagonite bezog sich auf Gesteine von Island, welche nach Keilhack der älteren miocänen Basaltdecken-Formation dieser Insel (Seljadalr, Insel Vidoe bei Reikiavik) angehören, von Sicilien (Aci Castello, Aci reale, Militello), von den Galopagos-Inseln (St. James) und von Java (Djampang Kulon). Durchaus analoge Vorkommnisse wurden später durch Bréon, Penck und Schirlitz z. Th. von andern isländischen Vorkommnissen, durch Penck von mehreren Punkten Deutschlands, durch Hussak (Ban im Baranyer Comitat),

durch Hofmann (Szigligetberg und Leanyvar bei Battina am Plattensee), durch Eichstädt und Svedmark (Djupadal in Schonen), durch Renard (Christmas Harbour auf Kerguelen's Land), durch Vélain (Insel St. Paul und Amsterdam in der Südsee und von der Oster-Insel oder Rapa-Nui im Grossen Ocean), durch Doss (Gebel Set, östlich von Diret-et-Tulul im Hauran-Gebirge), durch Rosiwal von Let Marefia in Abessynien, durch Wichmann (Insel Futuna und Insel Munia), durch Zirkel (Südende der Kawsoh Mountains, Hot Springs, W. von den Kawsoh Mountains, Black Rock, Basalt Ridge, O. vom Grass Cañon, Pah-tson Mountains) beschrieben. — In den Palagoniten treten zu den, die Hauptmasse bildenden Glaslapilli und ihren Umwandlungsproducten auch mehr oder weniger lose Krystalle (Augit, Olivin, Feldspath), und Bruchstücke fremder Gesteine als Gemengtheile hinzu. So bilden sich durch Zunahme der letzteren allmählige Übergänge in gewöhnliche Basalttuffe. Man nennt nur solche Gesteine, die ganz, oder doch sehr vorwiegend aus Glaslapilli und ihren Umwandlungsproducten bestehen, Palagonit oder Palagonitfels, solche dagegen, in denen diese nur noch in untergeordneter Weise vorkommen, Palagonituffe.

Durch Einschlüsse von Organismen erweisen sich manche der Palagonitfelse und Palagonittuffe als submarine Bildungen; es wäre jedoch voreilig, wollte man allen verwandten Gesteinen denselben Charakter zuschreiben.

In der folgenden Beschreibung ist nur auf die Palagonitfelse oder eigentlichen Palagonite, nicht auf die Palagonittuffe Rücksicht genommen. Dass die Palagonite z. Th. zu den olivinfreien, z. Th. zu den olivinhaltigen Basalten gehören, geht einmal aus den in den Glaslapilli derselben ausgeschiedenen Mineralien, andererseits aus dem geologischen Verbande hervor. So erwähnt Vélain von den Vorkommnissen von St. Paul und Amsterdam direct ihre Zugehörigkeit zu olivinfreien Basalten.

Die Form der Glaslapilli (Taf. VI Fig. 4), deren chemische Zusammensetzung nach den vorliegenden Analysen von Sartorius von Waltershausen und Vélain recht genau mit derjenigen eines wasserfreien Basaltmagmas stimmt, ist rundlich, elliptisch, oder unregelmässig eckig mit oft concav bogenförmigen Durchschnitten. Ihre Dimensionen sind stets sehr geringe, und gehen wohl nur selten über die einer Erbse hinaus. — Sie sind stets mit braunen oder rothen Farben in verschiedenen Nuancen durchsichtig; dadurch dass Theilchen dieser Glasmasse in den im Palagonit vorkommenden

Mineralien eingeschlossen sind, erweisen sich die letzteren als echte Ausscheidungen aus einem Gesteinsmagma, welches eben zum grössten Theile in dieser Form zur Erstarrung gelangte, und, wie die Zusammensetzung des Palagonits aus Körnern darthut, nicht in zusammenhängenden Lavaströmen, sondern in der Form von Aschenregen zum Ausbruch kam. Die Verfestigung dieser losen Aschenmassen zu dem Basalttuff, den wir Palagonitfels nennen, war ein secundärer, wahrscheinlich hydrochemischer Act, und das Cäment wurde dabei anscheinend nicht von aussen zugeführt, sondern von der überaus leicht zersetzbaren Glassubstanz der Aschentheilchen selbst geliefert. Es berühren sich nämlich die einzelnen, an den meisten Localitäten lederbraunen, seltener rothen oder gelbrothen Glaskörner, welche Sartorius von Waltershausen als selbständige Mineralspecies ansah, und Sideromelan nannte, nicht unmittelbar, sondern jedes Glaskorn (Sideromelan) ist von einem heller gefärbten, auch wohl graugrünen Bande umgeben, welches nachweislich ein Umwandlungsproduct desselben ist. Diese Bänder, deren Breite in den verschiedenen Palagonitvorkommnissen je nach dem grösseren oder geringeren Betrage molekularer Umwandlung eine sehr verschiedene ist, verschwimmen ineinander. Die Bandsubstanz ist z. Th. ebenfalls amorph, z. Th. ein sehr kryptokrystallines Aggregat, an welchem man gelegentlich eine radialfasrige Structur und dann auch sehr schwache Interferenzkreuze beobachten kann. Dieselbe dürfte bei verschiedenen Vorkommnissen sehr verschiedener Art sein. Bréon und Doss deuten sie z. Th. als Kieselsäure in innigem Gemenge mit Eisenhydroxyd (Island) oder mit Aragonit (Syrien). In den mir zu Gebote stehenden Palagoniten löste sich die Bandsubstanz meistens recht leicht in Salzsäure ohne Brausen und die Lösung enthielt neben wenig Alkalien viel Kalk, Magnesia, Eisen, Thonerde und Kieselsäure. Mit dieser Bandsubstanz sind oft zeolithische farblose Mineralien, seltener Carbonate innig durchwoben; in andern Gesteinen erfüllen diese Substanzen die Lücken zwischen den Hüllen der Sideromelan-Lapilli, selten ersetzen sie diese Hüllen (St. James). Ebenso selten scheint es zu sein, dass sowohl die Bandsubstanz, wie die Zeolithe und Carbonate ganz fehlen, und die Sideromelan-Lapilli sich direct berühren (Basalt Ridge in den Pah-tson Mountains, Futuna).

Die Basaltglaslapilli sind bisweilen frei von allen krystallinen Ausscheidungen, oder sie enthalten in Mikrolithenform die wesentlichsten Gemengtheile der Basalte, nämlich Olivin, Augit und

meistens sehr basischen Plagioklas. Hervorzuheben ist das auffallend häufige Fehlen von Magnetit und andern Eisenerzen und der sonderbare Wechsel in der Combination der genannten Mineralien, von denen bald Olivin und Augit, bald Olivin und Plagioklas, bald Augit und Plagioklas, selten nur eine der genannten Substanzen vorhanden sind. Dieser Umstand entspricht dem früher hervorgehobenen Verhältniss in den Altersbeziehungen von Augit und Feldspath in den Basalten. — Eine sehr charakteristische Erscheinung der Basaltglaslapilli in den Palagoniten ist der Reichthum an Luftblasen oder Mandelräumen, die sich bis zu schlackiger Textur häufen können. Immer begegnet man um die Luftblasen derselben herum denselben Umwandlungserscheinungen, wie an der Peripherie der Sideromelan-Lapilli, und nicht selten sind die Blasenräume vollständig mit der Bandsubstanz, sowie mit Zeolithen oder Delessit erfüllt. — Bedeutsam ist die Beobachtung von Breon, welcher an den grösseren Lapilli der isländischen Palagonite beobachtete, dass das Centrum derselben krystallitisch entwickelt war, während die Peripherie den normalen glasigen Habitus hatte. — Aus dem Gesagten geht hervor, dass die Palagonitsubstanz keine homogene ist, dass vielmehr die Palagonitanalysen Bauschanalysen von Basaltglas, mit dessen Umwandlungsproducten und den darin ausgeschiedenen Mineralien darstellen.

Alle die ausgeführten Eigenthümlichkeiten der Palagonitsubstanz, welche den reinsten Vorkommnissen entnommen wurden, finden sich auch dort wieder, wo sich dieselbe in untergeordneter Masse an dem Aufbau von Basalttuffen betheiligt. Vorkommnisse solcher Art wurden besonders von Penck aus dem Siegenschen, vom Habichtswald, aus der Gegend von Giessen, aus Böhmen und aus der Auvergne, von Anger aus der Gegend von Gleichenberg in Steiermark beschrieben.

Die Leucitophyrtuffe des Laacher Seegebiets liegen z. Th. nach Busz auf Palagonittuffen, welche z. B. bei Kempenich am Wege nach Spessart, am Fusse des Lehrberges bei Engeln am Wege von Engeln nach Lehr anstehen. Sie ähneln dem Palagonittuff von Island und Aci Castello, und sind porös mit dünnen Zeolithkrusten auf den Porenwänden, die sonst von Calcit erfüllt sind. Die braunen Palagonit- (? Sideromelan) Lapilli führen Olivin (oft mit Augitumrandung), Augit und ziemlich reichlich Magnetit, daneben grosse idiomorphe Noseane. Da der Nosean sich auch im Limburgit dieses Gebietes findet, so gehören diese Palagonittuffe

wohl zu den Limburgiten und hätten vielleicht dort ihre Stelle finden sollen.

Palagonitreiche Conglomerate, welche mit den von Vélain untersuchten der Osterinsel manches Verwandte zu haben scheinen, beschreibt Behren's von dem Wijnkoopsbai und der Merapi in Java.

Die Basaltbreccien des Velay bestehen nach Boule aus kleinen, selten mehr als nussgrossen Fragmenten eines schlackigen, glasreichen Basaltes, die von einem helleren, aschgrauen oder gelblichen, bei Verwitterung calcitliefernden und weisswerdenden Cäment verkittet werden. Sie entsprechen dem Peperino der Italiener. Ausserdem enthalten diese Basaltbreccien Fragmente des Grundgebirges und des Oligocän. Die Thonknauer aus der letztgenannten Formation sind durch Hitzewirkung aufgebläht und haben sich mit Eisenoxyden aus dem Basaltmagma angereichert; sie sind zu Adlersteinen geworden. — Die Breccien gehen in feinkörnige Tuffe über, indem die Lapilli zu Aschen-Dimensionen herabsinken. Das Cäment ist grünlich, gelblich bis goldgelb durchsichtig, wenig lichtdurchlässig, selten blasig, nicht in seiner ganzen Masse isotrop, sondern durchsäet von doppelbrechenden Körnchen, die für Chlorit gehalten werden. Dazu gesellen sich Opal, Zeolithe, dunkle oder gelbe Eisenoxyde und viel Calcit, der oft allein das Cäment bildet. In dieser Grundmasse finden sich einsprenglingsartig Augit, Olivin und Hornblende ebenso wie in den grösseren Lapilli, ausserdem Mineralien des Grundgebirges. — Es wird angenommen, dass die Grundmasse ein sehr feiner, glasiger Aschenregen gewesen sei, welcher durch Wasser umgewandelt wurde, ob dieses nun von vulkanischen Gewittern hergerührt oder Ansammlungen gebildet habe, in welche die Aschen hineinfielen. Wenn das Cäment Augitmikrolithe enthält, wird es für rein eruptiv gehalten; alsdann berühren sich die Lapilli und sind an ihren Rändern sofort beim Niederfallen zusammengebacken. Die Lapilli enthalten die älteren Basaltmineralien, aber wenig oder gar keinen Feldspath, sei es der intratellurischen oder der Effusionsperiode. Sie sind also gewissermaassen limburgitisch.

Die losen Auswürflinge der vulkanischen Kegel des Velay bestehen ebenfalls aus Basaltgläsern mit Ausscheidungen von Olivin, Augit und brauner Hornblende. Sie sind um so glasiger, je kleiner sie sind. Als Einschlüsse in ihnen werden angesehen: 1) die Olivin-

bomben, 2) die basaltischen Feldspathgesteine ohne Olivin und 3) die quarzhaltigen Gesteine. Unter ersteren sind solche mit Hornblende, welche Hornblende-Pikrit genannt werden (Krater Bouchet). Die am Coupet und Tareyre gefundenen basischen, olivinfreien Feldspathgesteine entsprechen Noriten. Man vergleiche hierzu die früheren Angaben (S. 1035) über ältere Ausscheidungen aus Basalten. — Die quarzführenden Gesteine, welche sich als Einschlüsse finden, gehören dem Grundgebirge an. Aus ihnen stammen die Korunde, Zirkone und Granate in den Flusssanden des Velay.

Der Basalttuff von Grossenbuseck bei Giessen besteht nach Fr. Roth aus frischen und zersetzten Fragmenten von Basalt von rundlicher und eckiger Gestalt in fein- bis grobkörnigem Aggregat, sowie den Basaltmineralien. Das Bindemittel ist aus der Zersetzung der Basaltbröckchen hervorgegangen und besteht theils aus Eisenhydroxyd, theils aus kieselig-thoniger Substanz, nebst zeolithischem Material und nur vereinzelt aus Carbonaten. Die Basaltstückchen bestehen aus glasigem Basalt, der palagonitisch sich zersetzt. Quarzkörnchen aus Buntsandstein sind häufig beigemengt. Selten sind Krystalle und Fragmente von basaltischer Hornblende, Blättchen von Biotit und verkieseltes Holz. Bruchstücke von Olivinfels und kuglige Blöcke von Basalt sind eingestreut.

Der Basalttuff vom Steinbügel bei Schotten ist ähnlich, hat aber zeolithisches Bindemittel, welches, wenn auskrystallisirt, sich als Phakolith erkennen lässt. Als fremde Beimengungen finden sich ein grünes, wesentlich aus Augit bestehendes Gestein, Bruchstücke von trachytischem Gestein, von Buntsandstein und von Thon. Das zeolithische Bindemittel verwittert zu Bol.

III. B. 4. Familie der Melaphyre.

Literatur.

Sam. Allport, On the basaltic rocks of the Midland coal-fields. Geol. Mag. VII. No. 70. April 1870. 159—162.

— On the microscopic structure and composition of British Carboniferous Dolerites. Q. J. G. S. 1874. XXX. No. 120. 529—567.

A. Andreae, Über Hornblendekersantit und den Quarzmelaphyr von Albersweiler, Rheinpfalz. Z. D. G. G. 1892. XLIV. 824.

H. H. Arnold-Bemrose, On the microscopical structure of the carboniferous dolerites and tuffs of Derbyshire. Q. J. G. S. 1894. L. 603.

Ett. Artini, Studii petrografici su alcune rocce del Veneto. Giorn. di min. cristall. e petrogr. Pavia. I. Fasc. 2. 1890.

Beaugey, Note sur une porphyrite augitique de la Selva de Sallent (Pyrénées espagnoles). Bull. soc. géol. Fr. 1889. (3.) XVII. 688.

Geo. F. Becker, Geology of the Comstock Lode and the Washoe district. Washington 1882.

M. Belowsky, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Tulcan bis zu den Escaleras-Bergen. Berlin 1892.

J. Bergeron, Étude géologique du massif ancien situé au sud du plateau central. Paris 1889.

W. Bergt, Beitrag zur Petrographie der Sierra Nevada de S. Maria und der Sierra de Perijá in Columbia. T. M. P. M. 1888. X. 271.

T. G. Bonney, On the serpentine and associated igneous rocks of the Ayrshire coast. Q. J. G. S. 1878. XXXIV. No. 136. 769—786.

T. G. Bonney and C. A. Raisin, On the so-called spilites of Jersey. Geol. Mag. 1893. (3.) X. 59.

Em. Bořicky, Petrographische Studien an den Melaphyrgesteinen Böhmens. Prag 1876. (Arch. d. naturw. Landes-Durchforschung in Böhmen. III. Bd. II. Abthlg. II. Heft.)

Raf. Breñosa, Las porfiritas y microdioritas de San Ildefonso y sus contornos. Anal. Soc. Esp. de hist. nat. 1884. XIII.

W. C. Brögger, Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesund-Skien. Nyt Magazin for Naturvid. 1884. XXVIII. 253—419.

— Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelin-Syenite. Leipzig 1890.

— Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtyrol. Christiania 1895.

W. Bruhns, Diabasporphyrit von der Insel St. Martin, Kleine Antillen. Sitzungsber. niederrh. Ges. Bonn. 16. Januar 1893. 8.

L. Bucca, Studio petrografico su alcune roccie dell' Iglesiente in Sardegna. In: Mem. descritt. della Carta geol. d'Italia. IV. Roma 1888.

H. Bücking, Mittheilungen über die Eruptivgesteine der Section Schmalkalden. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1887. 119. Berlin 1888.

H. M. Cadell, On plant remains in olivine-basalt at Bo'ness. Transact. Edinburgh Geol. Soc. 1892. VI. 191.

A. Cathrein, Über Augitporphyr vom Pillersee. Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1887. No. 3. 86.

C. Chelius, Erläuterungen zu Blatt Messel, Rossdorf und Darmstadt der geolog. Karte des Grossh. Hessen. Darmstadt 1887, 1891.

J. Morgan Clements, The volcanics of the Michigamme District of Michigan. Journ. of Geology. III. 801. Chicago 1895.

E. Cohen, Geognostisch-petrographische Skizzen aus Süd-Afrika. L. J. 1874. 468—476.

— Über einige eigenthümliche Melaphyr-Mandelsteine aus Süd-Afrika. L. J. 1875. 113—127.

— Erläuternde Bemerkungen zu der Routenkarte einer Reise von Lydenburg nach den Goldfeldern und von Lydenburg nach der Delagoa-Bai im südöstlichen Afrika. Hamburg 1876. (II. Jahresb. d. geograph. Ges.)

— Mandelstein aus den Malutibergen. L. J. 1880. I. 96.

Gr. A. J. Cole, The rocks of the volcano of Rhobell Fawr. Geol. Mag. 1893. (3.) X. 337.

— On variolite and other tachylytes at Dunmore Head, Co. Down. Geol. Mag. 1894. (4.) I. 220.

A. P. Coleman, The melaphyres of Lower Silesia. Breslau 1882.

P. H. Dahms, Über einige Eruptivgesteine aus Transvaal in Süd-Afrika. L. J. 1890. B.-B. VII. 90.

K. Dalmer, Erläuterungen zu Section Planitz-Ebersbrunn der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1885.

E. Dathe, Beitrag zur Kenntniss der Diabasmandelsteine. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1883. Berlin 1883.

— Geologische Beschreibung der Umgebung von Salzbrunn. Abhandl. k. pr. geol. Landesanst. N. F. Heft 13. 1892.

C. Doelter, Über die mineralogische Zusammensetzung der Melaphyre und Augitporphyre Südtyrols. T. M. M. 1876. 289—308.

— Aus dem siebenbürgischen Erzgebirge. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1874. XXIV. 27 sqq.

H. von Foullon, Über Eruptivgesteine von Recoaro. T. M. P. M. 1880. II. 449—488.

— Über die Eruptivgesteine Montenegros. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 102.

— Über Gesteine und Minerale von der Insel Rhodus. S. W. A. 1891. C. Abth. 1. 144.

— Über den Diabasporphyrit vom Rabenstein im Sarnthale. Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1887. 200.

Howard Fox and J. J. H. Teall, On a radiolarian chert of Mullion Island. Q. J. G. S. 1893. XLIX. 211.

Alex. P. Friedrich, Das Rothliegende und die basischen Eruptivgesteine der Umgegend des grossen Tafelberges. Halle 1878.

Arch. Geikie, On the carboniferous volcanic rocks of the Firth of Forth, their structure in the field and under the microscope. Transact. Roy. Soc. Edinburgh 1879. XXIX. part 1.

Girard, Über die Melaphyre von Ilfeld am Harz. L. J. 1858. 145.

H. Grebe, Erläuterungen zu Blatt Wadern, Wahlen und Lebach der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1889.

H. Grebe und A. Leppla, Erläuterungen zu Blatt Birkenfeld der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1894.

H. Grebe, A. Leppla und F. Rolle, Erläuterungen zu den Blättern Nohfelden, Birkenfeld, Freisen, St. Wendel und Ottweiler der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1894.

G. A. Haarmann, Mikroskopische Untersuchungen über die Structur und Zusammensetzung der Melaphyre. Leipzig 1872.

H. Haas, Beiträge zur Geschiebekunde d. Herzogthum Schleswig-Holstein. Kiel 1885.

V. Hackman, Petrographische Beschreibung des Nephelinsyenits vom Umptek und einiger ihn begleitenden Gesteine. Kuopio 1894.

R. Hagge, Mikroskopische Untersuchungen über Gabbro und verwandte Gesteine. Kiel 1871.

V. Hansel, Die Eruptivgesteine im Gebiete der Devonformation in Steiermark. T. M. P. M. 1884. VI. 53.

A. Harker, Petrological notes on rocks from the Cross Fell Inlier. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 512.

Fr. H. Hatch, The lower carboniferous volcanic rocks of East Lothian (Carlton Hills). Trans. Roy. Acad. Edinburgh. 1892. XXXVII. 115.

Erasmus Haworth, Contribution to the Archaean geology of Missouri. Minneapolis 1888.

H. Hedström, Studier öfver bergarter från morän vid Visby. G. F. i St. F. 1894. XVI. 247.

A. Heim, Die Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Mit einem Anhang von petrographischen Beiträgen von C. Schmidt. Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. Lieferung 25. Bern 1891.

J. Heinemann, Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel 1879.

R. Helmhacker, Über Melaphyr von Hancok, Michigan. T. M. M. 1787. 18—25.

R. Herz, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Pululagua bis Guagua-Pichincha. Berlin 1892.

B. Hobson, On the igneous rocks of the South of the Isle of Man. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 432.

— On the basalts and andesites of Devonshire, known as „feldspathic traps". Q. J. G. S. 1892. XLVIII. 496.

— On Irish Augitite. Geol. Mag. (3.) IX. 348. 1892.

Ferd. Hornung, Bimssteintuffe im Rothliegenden des Südharzes. T. M. P. M. 1894. XIV. 283.

A. W. Howitt, Notes on the diabase rocks of the Buchan district. Trans. Roy. Soc. Victoria. Melbourne 1881.

— Supplementary notes on the diabase rocks of the Buchan district. Ibid. Oct. 1884.

Edw. Hull, On the microscopic structure of the Limerick carboniferous Traprocks. Geol. Mag. X. No. 106. April 1873. 153—161.

Edw. Hull, On the microscopic structure of the Lambay Porphyry (or Porphyrite). Geol. Mag. (2.) I. No. 124. 449—453. Oct. 1874.

E. Hussak, Über Eruptivgesteine von Steierdorf im Banat. Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1885. 185—186.

— Notas petrographicas sobre os augito-porphyritas do Paranapanema. Boletim da Com. geograph. e geolog. da Prov. de S. Paulo. No. 2. 1889. 35.

— Interessante endomorphose por arção de contacto de augitoporphyrita com grez, Rio Tiété, S. Paulo. S. Paulo 1890.

W. Maynard Hutchings, Petrological notes on some Lake District rocks. Geol. Mag. 1891. (3.) VIII. 536.

Hyades, Géologie du Cap Horn. Paris 1887.

R. D. Irving, The copper-bearing rocks of Lake Superior. U. S. geol. Survey. Monographs V. Washington 1883. cf. 3rd Annual Report. Washington 1883.

Gust. Jenzsch, Mikroskopische und chemisch-analytische Untersuchungen der bisher für Melaphyre gehaltenen Gesteine vom Hockenberge bei Neurode. Pogg. Ann. 1855. XCV. 418.

C. von John, Über ältere Eruptivgesteine Persiens. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1884. XXXIV. 111 und Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1884. No. 3. 35.

— Über die von H. Dr. Wähner aus Persien mitgebrachten Eruptivgesteine. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1885. XXXV. 37—46.

Th. Kjerulf, Beskrivelse af en raekke norske bergarter. Christiania 1892.

Ad. Klautzsch, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Rio Hatuncama bis zur Cordillera de Llangagua. Berlin 1893.

F. Klockmann, Über Basalt-, Diabas- und Melaphyr-Geschiebe aus dem norddeutschen Diluvium. Z. D. G. G. 1880. XXXII. 408—410.

— Der geologische Aufbau des sogen. Magdeburger Uferrandes mit besonderer Berücksichtigung der auftretenden Eruptivgesteine. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1890. 118. Berlin 1892.

J. H. Kloos, Mikroskopische Untersuchung der von Prof. Martin mitgebrachten Gesteine aus Westindien. Sammlungen des geolog. Reichsmuseums. (2.) I. 14. Leyden 1887.

O. Köhler, Über Melaphyre der Dyas und Steinkohle von Zwickau. In: Mietzsch, Erläuterungen zur geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Blatt Zwickau. Leipzig 1877.

Alex. Lagorio, Mikroskopische Analyse ostbaltischer Gesteine. Dorpat 1876.

— Vergleichend petrographische Studien der massigen Gesteine der Krym. Dorpat 1880.

H. O. Lang, Erratische Gesteine aus dem Herzogthum Bremen. Aus: Abhandl. herausg. v. d. naturw. Verein zu Bremen. Göttingen 1879.

C. Lapworth and W. W. Watts, The geology of South Shropshire. London 1894.

A. von Lasaulx, Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine im Gebiete von Saar und Mosel. Verhdlg. naturh. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westf. 1878. XXXV.

— Der Diabasporphyrit der Insel Lambay. T. M. P. M. 1878. I. 419—425.

H. Laspeyres, Der Einbruch von Diabas in die Flötze der Steinkohlenformation auf der Grube Heinitz bei Saarbrücken. Corr.-Blatt d. naturf. Ver. Bonn. 1893. Heft 1.

E. Laufer, Melaphyr vom Winterstein, Thüringer Wald. Z. D. G. G. 1882. XXXIV. 204.

A. Leppla, Die oberpermischen eruptiven Ergussgesteine im SO.-Flügel des pfälzischen Sattels. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1893. 134.

— Erläuterungen zu Blatt St. Wendel und Ottweiler der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1894.

R. Lepsius, Das westliche Süd-Tyrol. Berlin 1878.

Th. Liebisch, Die in Form von Diluvialgeschieben in Schlesien vorkommenden massigen nordischen Gesteine. Breslau 1874.

H. Loretz, Mittheilung über einige Eruptivgesteine aus dem südöstlichen Thüringer Walde. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1888. 284.

K. A. Lossen, Über die Gliederung des sogenannten Eruptiv-Grenzlagers im Ober-Rothliegenden zwischen Kirn und St. Wendel. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1883. Berlin 1884.

— Hornschiefer vom Schauenberg bei Tholey. Z. D. G. G. 1887. XXXIX. 508.

— Die Eruptivgesteine auf Blatt Lebach, Wadern und Wahlen in Erläuterungen zu Blatt Lebach, Wadern und Wahlen der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1889.

— Vergleichende Studien über die Gesteine des Spiemonts und des Bosenbergs bei St. Wendel und verwandte benachbarte Eruptivtypen aus der Zeit des Rothliegenden. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1889. 258. Berlin 1890.

A. Michel-Lévy, Sur les porphyrites micacées du Morvan. Bull. soc. géol. Fr. 1881. (3.) VII. No. 11.

L. Milch, Petrographische Untersuchung einiger ostalpiner Gesteine. In: Fr. Frech. Die karnischen Alpen. Halle a. S. 1892.

— Beiträge zur Kenntniss des Verrucano. Leipzig 1892.

H. Möhl, Über Augit- und Uralitporphyr. L. J. 1875. 716.

M. Neef, Über seltenere krystallinische Diluvialgeschiebe der Mark. Z. D. G. G. 1882. XXXIV. 462—499.

Jul. Niedzwiedzki, Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des westlichen Balkan. S. W. A. LXXIX. März 1879.

O. Nordenskiöld, Über basische Ergussgesteine aus dem Elfdalener Porphyrgebiet. Bull. Geol. Inst. of Upsala. 1893. I. No. 2.

C. D. Pilide, Untersuchung eines Melaphyrs von Pareukailor in der Bukowina. Verhdlg. k. k. geol. Reichsanst. 1876. No. 9. 210.

G. Primics, Die geologischen Verhältnisse der Fogarascher Alpen und des benachbarten rumänischen Gebirges. Mittheil. aus d. Jahrb. d. k. ungar. geol. Anst. 1884. VI. Heft 9.

Raph. Pumpelly, Metasomatic development of the copper bearing rocks of Lake Superior. Proceed. of the American Academy of Arts and Sciences. 1878. XIII.

Fr. Quiroga, Observaciones geologicas hechas en el Saharâ occidental. Anales Soc. Esp. de hist. nat. 1889. XVIII. 313.

F. Leslie Ransome, The eruptive rocks of Point Bonita. Univ. of Calif. Bull. Dep. of geology. 1893. I. 71.

F. R. Cowper Reed, The geology of the country around Fishguard, Pembrokeshire. Q. J. G. S. 1895. LI. 149.

A. Renard, Notice sur quelques roches des îles Cebú et Manganipa. Bull. Acad. Roy. Belg. 1886. (3.) XI. No. 2.

J. W. Retgers, Mikroskopisch onderzoek eener verzameling gesteenten uit de

afdeeling Martapoera, zuider- en ooster afdeeling van Borneo. Jaarb. Mijnw. Oost-Indië. 1891. XX.

C. Riva, Sopra alcune rocce della Val Sabbia. Rendic. del R. Istituto Lombardo. (2.) XXVI. fasc. XI—XII. Milano 1893.

Gust. Rose, Bemerkungen über die Melaphyr genannten Gesteine von Ilfeld am Harz. Z. D. G. G. 1859. XI. 280 sqq.

H. Rosenbusch, Die Gesteinsarten von Ekersund. Nyt Mag. f. Naturv. Christiania. 1882. XVII. 4.

A. Rosiwal, Petrographische Notizen über Eruptivgesteine aus dem Tejřovicer Cambrium. Verhdl. k. k. geol. R. 1894. 210 u. 322.

Sam. Roth, Die eruptiven Gesteine des Fazekasboda-Morágyer-Gebirgszuges (Baranyaer Comitat). Mitth. aus d. Jahrb. d. k. ungar. geol. Anstalt. Bd. IV. Budapest 1876.

F. Rutley, On some eruptive rocks of St. Minver. Q. J. G. S. 1886. XLII. No. 167. 392—401.

— On some of the melaphyres of Caradoc with notes on the associated felsites. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 534.

Dom Pedro Aug. von Sachsen-Coburg, Beiträge zur Mineralogie und Petrographie Brasiliens. T. M. P. M. 1889. X. 451.

A. Sauer, Erläuterungen zu Section Kupferberg der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1882.

C. Schmidt, Diabasporphyrite und Melaphyre vom Nordabhang der Schweizer Alpen. L. J. 1887. I. 58.

M. Schuster, Mikroskopische Beobachtungen an californischen Gesteinen. L. J. B.-B. V. 1887. 451.

J. J. Sederholm, Beskrifning till Kartbladet Tammela. Helsingfors 1890.

— Studien über archäische Eruptivgesteine aus dem südwestlichen Finnland. Helsingfors 1891.

Jos. Siemiradzki, Geologische Reisenotizen aus Ecuador. L. J. 1885. B.-B. IV. 191—227.

P. Siepert, Petrographische Untersuchungen an alten Ergussgesteinen. (Petr. Unters. argent. Gest., ausgeführt im min.-petr. Institut der Univ. Berlin. V.) L. J. 1894. B.-B. IX. 397.

G. O. Smith, The volcanic series of the Fox Islands, Maine. The Johns Hopkins University circulars 1895. No. 121.

G. Stache und C. John, Die Gesteine der Zwölferspitzgruppe in Westtirol. Jahrb. k. k. geol. R. 1877. XXVII. 143—242.

G. E. Stein, Die Melaphyre der kleinen Karpathen. T. M. P. M. 1880. III. 411—438.

Aug. Streng, Bemerkungen über die krystallinischen Gesteine des Saar-Nahe-Gebietes. L. J. 1872. 371—388.

— Über den Hornblendediabas von Gräveneck bei Weilburg. XXII. Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. 1883. 232—251.

— Über einen apatitreichen Diabas von Gräveneck. Ibid. 251—528.

J. J. Harris Teall, On the Cheviot Andesites and Porphyrites. Geol. Mag. 1883. (2.) X. No. 225, 226 u. 228.

— On some North-of-England dykes. Q. J. G. S. 1864. XL. No. 158. 209—248.

— On the amygdaloids of the Tynemouth Dykes. Geol. Mag. 1889. (3.) VI. 481.

J. Terglav, Die petrographische Beschaffenheit der im Grazer Devon vorkommenden Tuffe. T. M. M. 1876. 207.
A. E. Törnebohm, Några amorfa former af trapp. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 1875. II. No. 24. 393—401.
— Augitporfyr i trakten af Strömstad. Ibid. 1876. III. No. 37. 252.
— Några notiser från en geologisk resa i Telemarken. G. F. F. 1889. XI. 46.
F. Toula, Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan. L. J. 1890. I. 273.
Gust. Tschermak, Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren geologischen Epoche. Wien 1869.
H. W. Turner, The rocks of the Sierra Nevada. U. S. geol. Survey. 14th Annual Report. 441. Washington 1894.
Ch. Vélain, Sur le permien des Vosges. Bull. Soc. géol. Fr. 1885. (3.) XIII. 550.
R. D. M. Verbeek, Topographische en geologische beschrijving van een gedeelte van Sumatra's Westkust. Batavia 1883.
K. Vrba, Beiträge zur Kenntniss der Gesteine Süd-Grönlands. S. W. A. Februar 1874. LXIX.
Ch. D. Walcott, Precambrian igneous rocks of the Unkar Terrane, Grand Cañon of the Colorado, Arizona with notes on the petrographic character of the lavas by J. P. Iddings. U. S. geol. Survey. 14th Annual Report. II. 497. Washington 1894.
W. W. Watts, On the igneous and associated rocks of the Breidden Hills in East Montgommery and West Shropshire. Q. J. G. S. 1885. XLI. No. 164. 532—546.
G. H. Williams, Notes on some eruptive rocks from Alaska. The nation. geogr. Mag. 1892. IV. 63.
— The volcanic rocks of South Mountain in Pennsylvania and Maryland. Amer. Journ. 1892. XLIV. 482.
J. Eliot Wolff, The great dike at Hough's Neck, Quincy, Mass. Bull. Museum of compar. Zool. at Harvard College. 1882. VII. 231—242.
Fr. M. Wolff, Untersuchung von Melaphyren aus der Gegend von Kleinschmalkalden. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. LI. Halle a. S. 1878.
Ferd. Zirkel, Geologische Skizzen von der Westküste Schottlands. Z. D. G. G. 1871. XXIII. 1 sqq.
— Über Melaphyr. (Anhang in: F. Z. Basaltgesteine. Bonn 1870.)
J. M. Zujovics, Les roches des Cordillères. Paris 1884.

Mineralogische Zusammensetzung der Melaphyre.

Als Melaphyre sind hier palaeovulkanische Ergussgesteine zusammengefasst, welche ihrem chemischen und mineralogischen Bestande nach als Effusivformen der Gabbromagmen und also als Parallelen der neovulkanischen Basalte aufgefasst werden müssen. Die Melaphyre sind ferner gleichwerthig mit den Diabasen, von denen sie seit jeher wegen eines abweichenden Habitus und wegen ihrer hauptsächlich auf das Flötzgebirge beschränkten Verbreitung getrennt wurden.

Es giebt unter den Melaphyren olivinführende und olivinfreie Glieder, wie bei den Porphyriten mit Pyroxenen; in der Melaphyrfamilie spielt jedoch der Olivin eine bedeutsamere Rolle und tritt hier, ebenso wie bei den entsprechenden Tiefengesteinen, nach seinem classificatorischen Werthe an die Stelle des Quarzes bei den saureren Reihen der Alkalifeldspath-führenden Porphyre und Keratophyre und der Plagioklas-haltigen Porphyrite. In den sauren Plagioklas-Gesteinen sinkt die Bedeutung des Quarzes für die Systematik mit abnehmender Kieselsäure und in den basischen steigt die Bedeutung des Olivins in demselben Sinne nach dem gleichen Maassstabe. Nach Bestand und Structur sind die Melaphyre olivinfreie oder olivinhaltige Plagioklas-Augitgesteine mit meistens deutlich porphyrischer Structur und beträchtlichen Mengen farbiger Gemengtheile unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse

Es liegt tiefbegründet in dem einheitlichen Entwicklungsgange der Tiefengesteine, in dem Vorhandensein zweier, wesentlich verschiedener Entwicklungsperioden bei den Ergussgesteinen, der intratellurischen und der effusiven, dass bei gleichem chemischen Bestande in den ersten die olivinfreien, bei den zweiten die olivinhaltigen Glieder dieser Familie der Plagioklas-Augitgesteine herrschen. Es muss jedem Beobachter auffallen und ist nur durch die angedeuteten Verhältnisse erklärlich, dass bei Gabbro und dem verwandten, holokrystallinen Diabas selbst sehr Mg-reiche Magmen olivinfrei auskrystallisiren, während bei den Melaphyren und Basalten Olivin oft in überraschender Menge auch bei gar nicht bedeutendem Gehalt an demselben Metall auftritt. Ermöglicht wird dieses Verhältniss dadurch, dass in den Gabbro und Diabasen die kieselsaure Magnesia als Bisilicat in ungewöhnlicher Menge dem monoklinen Augit isomorph beigemengt ist, während in den Augitporphyriten, wo die kieselsaure Magnesia als orthosilikatischer Olivin auskrystallisirt, die überschüssige Kieselsäure zur Bildung saurerer Feldspathe oder saurer Gläser Verwendung findet.

Zu den die ganze Familie charakterisirenden Einsprenglingen, Plagioklas und Augit, und dem manche Unterabtheilungen bedingenden Olivin gesellen sich allenthalben der Apatit und in meistens nicht unbeträchtlicher Menge die Eisenerze, von denen Magnetit und Ilmenit theils allein, theils zusammen auftretend nachgewiesen wurden. Der Zirkon kommt nur sehr spärlich vor und bildet zusammen mit Apatit und Eisenerzen die ältesten Aus-

scheidungen der Gesteine. Unterabtheilungen bildend, oder ganz accessorisch, kommen rhombische Pyroxene, brauner Biotit und Hornblende vor. Alkalifeldspath, auch Orthoklas, ist, wenn vorhanden, auf die Grundmassen beschränkt und fehlt unter den Einsprenglingen, jedenfalls in den meisten Vorkommnissen, vollständig.

Die Plagioklaseinsprenglinge von meistens nach M tafelförmigem, oft auch nach a säulenförmigem Habitus gehören vorwiegend der Labrador- und Bytownitreihe, oft auch dem Anorthit, seltener dem Oligoklas an. Neben P und M sind T, l stets. y meistens, x seltener, alle andern Flächen nur sehr klein oder gar nicht vorhanden. — Die Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ist ganz allgemein, diejenige nach dem Karlsbader- und Periklin-Gesetz in weiter Verbreitung, die nach dem Bavenoer und andern Gesetzen selten nachweisbar. Die Spaltbarkeit nach P und M wird in sehr dünnen Schliffen gut sichtbar, eine Querabsonderung zumal bei prismatischem Typus ist recht verbreitet. Der Habitus dieser Feldspatheinsprenglinge ist mikrotinartig bei ungestörten deckenartigen oder gangförmigen Gesteinen mit mehr oder weniger glashaltiger Grundmasse, dagegen meistens derbe im gefalteten Gebirge und bei holokrystalliner Ausbildung. — Zonare Structur ist ungemein verbreitet und nach Lage der Auslöschungsrichtungen in den centralen und peripherischen Schalen sehr oft als eine isomorphe Schichtung von innen nach aussen immer saurer werdender Mischungen aufzufassen. — Mechanische Deformationen, wie sie die Flussbewegung des erumpirenden Gesteins bedingen kann, sind allgemein, solche, wie sie von orogenetischen Vorgängen erzeugt werden, natürlich nur im gefalteten und gestörten Gebirge vorhanden. — Chemische Deformationen sind theils in der Form von Rundung und Abschmelzung der Ecken und Kanten oder tiefer eindringender Buchten recht häufig zu constatiren. Oft werden sie erst zwischen gekreuzten Nicols erkennbar, wenn nämlich jüngere Mäntel von saurer Feldspathsubstanz, welche offenbar erst während der Effusionsperiode sich ansetzten, die früheren Resorptionsphänomene verhüllen.

Einschlüsse von Glas in unveränderter oder schlackig veränderter Form und solche der älteren Krystallausscheidungen sind recht verbreitet und liegen gern central oder in concentrischen Zonen, seltener peripherisch. Flüssigkeitseinschlüsse sind wohl recht selten und finden sich vorwiegend in Gesteinen des gefalteten Gebirges. Die Glas- und Schlackeninterpositionen haben recht oft

die Flüssigkeitseinschlüsse niemals die Formen ihrer Wirthe. Die Anhäufung der Glas- und Schlackeneinschlüsse im Centrum der Einsprenglinge ist, zumal bei vitrophyrischer Ausbildung der Gesteine, bisweilen eine so grosse, dass die reine Feldspathsubstanz nur einen schmalen Rahmen um sie bildet; bei zonarer Anordnung der Interpositionen ist dann ein helles Feldspathcentrum und ein ebensolcher peripherischer Rahmen durch einen polygonalen Einschlussstreifen getrennt.

Die oft im Centrum beginnende und nach aussen fortschreitende, selten auf einzelne Lamellen beschränkte Zersetzung führt zur Bildung von Carbonaten und blättrigen Aggregaten von Kaolin oder hellem Glimmer; durch gleichzeitige Infiltrationen von Chlorit werden die Feldspathe grün, durch solche von Eisenoxyd roth, durch solche von erdigem und feinvertheiltem Limonit gelb bis braun. Auch Epidotbildung ist sehr verbreitet, zumal im gefalteten Gebirge.

Die Feldspathe der Grundmasse sind in verschiedenen Gesteinen recht verschieden entwickelt. Bald in langen und schmalen Leisten, die meistens keine oder nur einfache, selten auch wiederholte Zwillingsstreifung zeigen, bald in breiteren Leisten mit oder ohne Zwillingslamellirung, seltener in kurzrectangulären bis quadratischen Durchschnitten. Dass unter diesen Grundmasse-Feldspathen Orthoklas vorhanden sei, ist aus der chemischen Zusammensetzung mancher Vorkommnisse zu vermuthen. Die breiteren Feldspathleistchen der Grundmasse zeigen oft noch Zonarstructur, wie die Einsprenglinge; bei den schmalen wurde sie nie beobachtet. Diese letzteren haben dagegen oft manche Eigenthümlichkeiten der Wachsthumsformen; sie gabeln sich oder zasern sich pinselförmig in sehr feine, divergirende Büschel aus, oder die Leistchen sind trichitenförmig gebogen und ordnen sich dann wohl auch zu sphärolithischen Aggregaten*.

Auch der Augit tritt bei normalen Gesteinen in zwei Generationen auf, als Einsprengling und als Component der Grundmasse. Es giebt indessen Fälle, wo die ältere Generation mehr oder weniger vollständig fehlt.

Der Augit älterer Generation bildet idiomorphe Krystalle von meistens kurz-, seltener langprismatischem Habitus, be-

* Ein büschelförmiges Weiterwachsen der Plagioklaseinsprenglinge während der Effusionsperiode giebt Klautzsch von einem Diabasporphyrit der Cordillere de Llangagua in Ecuador an.

grenzt von (110) (100) (010) (11$\bar{1}$). Terminal kommen wohl auch andere Flächen vor. Auch tafelförmiger Habitus nach (100) ist nicht selten. Die Spaltbarkeit ist die normale, Zwillingsbildung nach (100) vielfach vorhanden. Die Farbe im durchfallenden Lichte pflegt grün bei den saureren, den Porphyriten nahe verwandten Gesteinen, bräunlich bei den basischeren Gliedern der Reihe zu sein. Zonarer Wechsel der Farbe parallel den Krystallumrissen oder fleckige Farbenunterschiede sind nicht eben häufig. Sanduhrförmige Structur giebt Siepert an olivinfreien Melaphyren von dem Portozuelo de Tambillos, San Juan, Argentinien, an. — Einschlüsse von Apatit und Eisenerzen, sowie Glaseier sind sehr verbreitet, dagegen schlackig veränderte Glasinterpositionen recht selten.

Die Umwandlung zu Chlorit, wobei diesem Zersetzungsproduct bald Carbonate, bald Epidot in kleinen Körnern und Stacheln beigemengt ist, und endlich zu Carbonaten, Limonit und Quarz ist allgemein zu beobachten. Die Umsetzung zu Uralit kommt vorwiegend im gefalteten Gebirge vor, findet sich indes auch in den ungestörten Decken des deutschen Carbon und Perm. Zerbrechungen durch die fliessende Bewegung des Magmas und Corrosionen kommen oft vor.

Die Augite der Grundmasse sind gewöhnlich idiomorph bei meistens langprismatischem Typus und hellgrüner Farbe in den glasreichen Grundmassen; eckige Körner von Augit zweiter Generation treten am häufigsten dort auf, wo in der Grundmasse die Feldspathleisten herrschen. Die Augite zweiter Generation pflegen einschlussfrei zu sein, aber es setzen sich gern Erzkörnchen an ihre Kanten und Ecken an. Gegabelte Wachsthumsformen sind verbreitet in den vitrophyrischen Gesteinen.

Der bald farblos, bald grünlich oder gelblich durchsichtige Olivin ist stets idiomorph in den Bd. I. 3. Aufl. S. 466 angegebenen Formen. Indessen zeigt kein anderer Gemengtheil so tief eingreifende chemische Deformationen, die ihn bis zur Körnerform abrunden oder bis zu launig zackigen Gebilden entstellen können. — Die Spaltbarkeit nach (010) pflegt recht deutlich zu sein, weniger deutlich sind die andern pinakoidalen Blätterdurchgänge durch Spaltrisse angedeutet. Regellose Zerklüftung wird besonders bei eintretender Umwandlung zu Serpentin auffallend. — Die Bildung des Olivin folgt unmittelbar auf diejenige der Erze und geht derjenigen des Augits und des ihn eventuell begleitenden Amphibol und Biotit voraus. — Nur bei holokrystallin entwickelten Gesteins-

formen und besonders dann, wenn die intratellurischen Ausscheidungen mehr oder weniger fehlen, tritt der Olivin als Grundmassengemengtheil auf. — An Einschlüssen sind besonders Glaseier, Eisenerze, Spinellide (Chromit oder Picotit) in braun durchsichtigen Kryställchen und unbestimmbare opake nadelförmige Mikrolithe zu erwähnen.

Die Umwandlung zu Serpentin und verwandten Substanzen ist sehr verbreitet. Dieselben bilden theils grüne Faseraggregate, welche senkrecht auf den Spalten und Umrissen des Olivins stehen oder in verworrenem Gewebe die Zwischenräume dieser ausfüllen; theils gruppiren sie sich zu Sphärokrystallen mit zierlichen Interferenzkreuzen positiven Charakters und sind dann bald grünlich, bald gelblich, bald braun (? Delessit, Chlorophaeit). Im letzteren Falle sind oft Carbonate, im ersteren Eisenerze beigemengt. Durch weitere Zersetzung entstehen endlich Pseudomorphosen von Carbonaten und Limonit, oft mit Chalcedon oder Quarz nach Olivin. Die bei den Naviten (S. 963) beschriebene Umwandlung in Iddingsit oder Thermophyllit kommt vielfach vor*. — Eine sehr auffallende Pseudomorphose von Epidot nach Olivin giebt Bergt aus Melaphyren der Sierra Nevada de Sta. Maria in Columbien an.

---

* Arnold-Bemrose beschreibt aus Olivintholeiiten von Derbyshire Pseudomorphosen nach Olivin, die er nach den Fundorten Potluck- und Peak-Forest-Pseudomorphose nach Olivin nennt. In der Potluck-Pseudomorphose tritt an die Stelle des Olivins ein lamellares, zwischen grünlichgelb und röthlichbraun pleochroitisches Mineral mit stärkerer Absorption der parallel der Spaltung schwingenden Strahlen. In den Schnitten, die weder Spaltung noch Pleochroismus zeigen, tritt die negative Bissectrix eines sehr kleinen Axenwinkels aus. Die Axenebene steht senkrecht zur Längsrichtung des Olivin und senkrecht auf der Blattfläche der Pseudomorphose, welche parallel der Fläche (100) des Olivins liegt. Calcit und Limonit finden sich oft dieser sonst homogenen Pseudomorphose beigemengt. — Die Peak-Forest-Pseudomorphose, welche auf weniger zersetzte Gesteine beschränkt scheint, zeigt an den Sprüngen des Olivins eine hellgelbe Substanz, in den Räumen zwischen den Sprüngen eine blassgelbe. Beide löschen zusammen aus. Wenn die Umwandlung eine vollkommene ist, so zeigt die gelbe Substanz einen blättrigen Bau perallel (100) des Olivins und ist hellgelb für Strahlen, welche senkrecht zur Spaltung, bläulichgrün für solche, welche parallel derselben schwingen. Auch hier tritt auf den nicht pleochroitischen Spaltblättchen die negative Bissectrix eines sehr kleinen 2 E aus. Die Doppelbrechung ist in beiden Pseudomorphosen stark. Die qualitative Analyse ergab Kieselsäure, Eisenoxyd, Thonerde, Magnesia, Kali, Natron und etwas Wasser. Verf. nennt die Substanz, welche übrigens spröde ist, ein „glimmerähnliches Mineral nach Olivin". Die Beschreibung entspricht sehr gut dem Iddingsit. Die chemischen Angaben stimmen nicht gut mit den für Iddingsit vorliegenden.

Der in einigen Gesteinen accessorisch auftretende Amphibol hat die Eigenschaften der basaltischen Hornblende; er ist selten. — Etwas häufiger scheint brauner Biotit vorzukommen, dessen Verhalten dasselbe ist, wie in den Porphyriten. Es macht bisweilen den Eindruck, als könne Biotit bis zu einem gewissen Grade den Olivin der Melaphyre vertreten, da mit zunehmender Menge des ersteren der zweite abnimmt, so z. B. in den carbonischen Melaphyren der Gegend von Zwickau. — Eine ähnliche Beziehung scheint zwischen dem rhombischen Pyroxen, wohl meistens Bronzit und Enstatit, und dem Olivin zu bestehen; beide Pyroxene sind sehr oft in Bastit umgewandelt.

Apatit, oft in ziemlich kräftigen, wohl auch durch Interpositionen bräunlich oder grau gefärbten Säulchen, Magnetit und Ilmenit und, wo er vereinzelt vorkommt, Zirkon, zeigen keine erwähnenswerthen Eigenthümlichkeiten. — Bei den nicht mehr frischen Gesteinen ist die Grundmasse oft von Haematitblättchen und Täfelchen durchsäet, auch die Feldspathklüfte und Blätterdurchgänge damit erfüllt; dieser Haematit scheint indessen secundär zu sein.

Quarz findet sich in einigen Melaphyren unter denselben Verhältnissen, wie in den Quarzbasalten, also als Pseudo-Einsprengling z. Th. dihexaëdrisch mit Resorptionen und Einbuchtungen, z. Th. in Körnerform und mit den Glas-Augithöfen der Fremdlingsquarze. So beschreibt ihn Andreae von Albersweiler in der Pfalz.

Wo sich eine eigentliche Basis an der Zusammensetzung der Melaphyre betheiligt, zeigt sie gewisse Verschiedenheiten, je nachdem sie allgemein und gleichmässig durch das ganze Gestein verbreitet ist und alle krystallinen Ausscheidungen umhüllt und verkittet, oder aber mehr oder weniger isolirte, eckige Räume zwischen den krystallisirten Componenten des Gesteins erfüllt. Im ersten Fall möge sie als Cäment oder Kitt, im zweiten als Zwischenklemmungsmasse oder Mesostasis, mit einem von v. Gümbel zuerst gebrauchten Ausdruck bezeichnet werden. Die Cämentbasis in dieser Gesteinsfamilie ist bei nicht allzu geringer Menge ein meistens bräunliches oder gelbliches, seltener graulich bis grünlich gefärbtes Glas, in welchem gewöhnlich zahllose opake oder bräunliche und schwach durchsichtige, globulitische Körperchen liegen, um welche herum ebenso, wie um die Pyroxene zweiter Generation ein schmaler hellgefärbter bis wasserheller Wachsthumshof liegt. Dieser ist natürlich bedingt durch die Aufnahme der in

dem Gesteinsglase enthaltenen färbenden Metalloxyde in die sich krystallin ausscheidende Verbindung und findet sich daher niemals um die Feldspathmikrolithe. Recht selten begegnet man in dieser Basis jüngeren, als Krystallskelette ausgebildeten, Eisenerz-Ausscheidungen. In demselben Maasse, wie die Menge dieses Glascäments abnimmt, wird die Farbe desselben heller; um so leichter auch entzieht sich dasselbe der Beobachtung. So kann man dasselbe Schritt für Schritt verfolgen bis zu nur eben noch nachweisbaren Häutchen, die sich hauchartig zwischen den mikrolithischen Ausscheidungen hinziehen. Dieses Glascäment, welches in einigen Fällen als wasserreich nachgewiesen wurde, in andern dagegen wasserarm ist (manche sog. glasige Trappe), geht durch Verwitterung in kryptokrystalline Aggregate über. Ist das Korn derselben kein allzu geringes, so lässt sich der krystalline Charakter natürlich sicher an der Aggregatpolarisation erkennen; bei sehr feinem Korn aber ist das oft nicht möglich und wenn dann die Neubildungen fasrige Structur haben, was allerdings recht selten ist, so kann man dieselben wohl mit ursprünglichem Mikrofelsit verwechseln. Wenn man die Hauptmasse dieser secundär krystallin gewordenen Grundmasse für Feldspath hält, so ist das eine mehr oder weniger wahrscheinliche Annahme, keine bewiesene Thatsache. Sicher nachweisbar sind darin wechselnde Mengen von Calcit, in gewissen Gesteinen ferner schuppige Aggregate und Blättchen chloritischer Mineralien, welche die grüne, erdige Massen von Limonit, welche die braune Farbe der Gesteine bedingen. — Wo dagegen die Gesteinsbasis als Mesostasis entwickelt ist, da pflegt ihr die globulitische Körnung zu fehlen. Sie ist dagegen dann gewöhnlich mehr oder weniger erfüllt mit äusserst feinen und langen, oft trichitenartigen Feldspathleistchen, die sich auch zu divergirenden Büschelaggregaten oder zu Sphärokrystallen ordnen, mit skelettartigen Wachsthumsformen von Eisenerzen, welche aus äquidimensionalen Individuen (? Magnetit) oder aus schmalen Blättchen (? Ilmenit) bestehen und seltener mit Augitmikrolithen. Die Umwandlung dieser Basisform ist die gleiche, wie diejenige des Glascäments. — In manchen Gesteinen ist auch die Mesostasis gekörnelt, zumal bei basischen Melaphyren; dann scheint sie durch Verwitterung gern in eine chlorophaeitartige oder vielleicht richtiger seladonitartige Substanz überzugehen, die oft dem aus Olivin entstandenen Serpentin merkwürdig ähnlich werden kann*.

* Teall beschreibt eine eigenthümliche, auch sonst wohl in der Literatur erwähnte Mandelsteinbildung an dem tholeiitischen Tynemouth dyke in Nord-

Classification und Structur der Melaphyre.

Die olivinfreien Melaphyre stellen eine Sammelgruppe dar, innerhalb welcher eine Anzahl verschiedenartiger, mehr oder weniger selbständiger Gesteinstypen zusammengefasst sind, welche durch analoge Structurformen und im Wesentlichen gleichen mineralogischen Bestand miteinander verbunden sind. Wir wollen zunächst drei Haupttypen hervorheben, welche man als den Typus der Diabasporphyrite, als denjenigen der Spilite und als denjenigen der eigentlichen olivinfreien Melaphyre bezeichnen kann.

Die **Diabasporphyrite**, wie der Typus der diabasporphyritischen olivinfreien Melaphyre kurz bezeichnet werden mag, sind durch den ausgezeichnet holokrystallinen und deutlich phaneromeren Charakter ihrer Grundmasse im Gegensatz zu den übrigen Typen gekennzeichnet. Grosse Einsprenglinge eines basischen Kalknatronfeldspaths, wohl meistens Labrador, eines gut idiomorphen Pyroxens, der gelegentlich von Amphibol oder Biotit spärlich begleitet wird, liegen in einer bald panidiomorph-körnig, bald diabasisch-körnig struirten Grundmasse aus Feldspath und Augit. Auch die Eisenerze, wohl vorwiegend Ilmenit, erreichen bedeutende Dimensionen. Structurell also verhält sich dieser Typus zum Diabas und Gabbro einerseits, zum eigentlichen Melaphyr (es kommen auch olivinhaltige Diabasporphyrite vor) andererseits ähnlich, wie der Granitporphyr zum Granit und Quarzporphyr. Bezeichnend genug tritt dieser Typus bei geologischer Selbständigkeit in Gangform auf, so z. B. im Gneiss des Erzgebirges bei Reichsdorf nach Sauer, bei Ekersund in Südnorwegen im Labradorfels nach Hougland, im Silur bei Barnetjern am Fusse des Vettakollen bei Christiania nach Kjerulf, in Sumatra nach Verbeek u. a. O. — Hierher kann man nach ihrem Mineralbestande auch einen beträchtlichen Theil der „Gangmelaphyre“ des Harzes zwischen Rübeland und Hasselfelde und aus dem Mühlenthal bei Elbingerode stellen, die sich durch typischen Diabasaugit von bräunlichrother Farbe charakterisiren. Ihre nahe Verwandtschaft mit echt porphyritischen Gesteinen giebt

---

england, bei welcher die Mandelräume ganz oder theilweise mit Grundmasse (interstitial matter) erfüllt sind. Die Mandelbildung hätte also innerhalb der Effusionsperiode stattgefunden vor Erstarrung und Krystallisation der Grundmasse, wie allenthalben. Auffallend ist es, dass die Mandelräume sich wieder mit Magma füllten und doch die Mandelgrenze erhalten blieb.

sich nicht nur durch das oben (S. 951) erwähnte Vorkommen bronzithaltiger Glieder, sondern auch durch ihren höheren Gehalt an Kieselsäure kund, sowie durch öfteres accessorisches Auftreten von Biotit. Andere Repräsentanten dieser Gangformation zumal vom Klausberge bei Wernigerode sind als typische Augitporphyrite entwickelt, denen nicht selten die Augite erster Generation fehlen. Die überraschende Mannichfaltigkeit in der Structur und im mineralogischen Charakter dieser geologisch einheitlichen Gangformation lässt einerseits auf sehr verschiedene Verfestigungsbedingungen während der Eruption, andererseits auf sehr verschiedenen intratellurischen Entwicklungszustand des injicirten Magmas und wohl auch auf Spaltungen in demselben schliessen. — Dann aber ist der Diabasporphyrit eine sehr häufige Structurfacies von eigentlichen Diabasen und von olivinfreien Melaphyren. Im letzteren Falle dürfte diese Facies als eine centrale aufzufassen sein. Sie scheint mit Vorliebe in den ergussförmigen Melaphyren der gefalteten Gebirge vorzukommen (Vogesen, Alpen, Südportugal u. A.). Dann lassen sich auch in höherem oder geringerem Grade die bei Besprechung der Diabase hervorzuhebenden dynamometamorphen Veränderungen im Mineralbestande und in der Structur wahrnehmen. Hierher könnten vielleicht manche der Uralitporphyre und Augitporphyre gehören, welche G. Rose in seiner Reise nach dem Ural beschreibt, und deren mehr oder weniger deutlich schiefrigen Charakter er mehrfach hervorhebt.

Breñosa beschreibt gangförmige Diabasporphyrite aus Granit und Gneiss der Gegend von S. Ildefonso; seine Darstellung lässt deutlich erkennen, dass das Korn der Grundmasse von der Mächtigkeit der Gänge, also von der Geschwindigkeit der Abkühlung abhängig ist. Ein Vorkommen (Pata de la Vaca) enthält auch primäre Hornblende. Der Plagioklas ist zu farblosem Glimmer umgewandelt. Die Anwesenheit mechanischer Deformationen geht deutlich aus der präcisen Beschreibung hervor.

Hill und Bonney (Q. J. G. S. 1878. XXXIV. 222) besprechen gangförmige Vorkommnisse aus dem Granit des Charnwood Forest von Mount Sorrel, Buddon Wood und Brazil Wood, welche der Beschreibung nach hierher gehören dürften.

Diabasporphyrite von typischer Ausbildung sind unter den basischen Eruptivmassen des Old Red und Carbon des nördlichen England und südlichen Schottland recht verbreitet, so z. B. mit hypokrystalliner Grundmasse bei Penrith in Cumberland und Eycott Hill, mit allotriomorph-körniger Grundmasse (Langley Ford in den

Cheviots, wohl ursprünglich etwas biotitführend), mit panidiomorph-körniger Grundmasse aus hellröthlichem Augit und Plagioklasleisten (Pentland Hills), mit diabasisch-körniger Grundmasse (Alston). — Herrliche Dynamometamorphosen zeigen einige von Clifton Ward beschriebene Vorkommnisse des Lake District. So ist ein Gestein vom Boughton Gill voll Neubildungen von Aktinolith, Prehnit und wahrscheinlich Albit; Granat enthält ein Vorkommen von Sippling Crag, welches den Ortleriten nahesteht, wie denn die Abtrennung der Diabasporphyrite von den Labradorporphyriten ohne Analyse nicht sicher ist. — Ebenso gehört hierher der zuerst von Hull, dann von v. Lasaulx beschriebene Labradorporphyrit von der Insel Lambay, NO. von Dublin, welcher ein Intrusivlager in untersilurischen Schichten bildet, dessen Eruption in die Zeit des Old Red fällt.

Auch die von C. v. John beschriebenen Diabasporphyrite aus den Werfener Schichten von Bosnien-Hercegowina sind wohl diesem Typus zuzuweisen. Von weiteren Repräsentanten dieses Typus seien die in den Sammlungen verbreiteten Diabasporphyrite sog. Labradorporphyrite des Ural und der porfido verde antico von Marathonisi am Golf von Kolokythia in Süd-Morea erwähnt. Die Grundmasse des letzteren ist voll allotriomorph-körniger, wohl aus einer Glasbasis hervorgegangener Aggregate. Chemisch steht das Gestein dem eigentlichen Labradorporphyrit nahe. — Verbeek beschreibt analoge Gesteine aus Sumatra. — In typischer Entwicklung treten Diabasporphyrite nach der schriftlichen und bildlichen Darstellung von Irving in den gewaltigen Eruptivmassen des copper bearing district am Lake Superior auf. Irving betont besonders die gelegentliche Mandelsteinbildung und die Verbindung mit spilitartigen Formen. Ein hierher gehöriges Vorkommen von Duluth war schon früher von Streng beschrieben (L. J. 1877. 41 sqq.) und Melaphyr-Porphyr genannt worden.

Sehr nahe verwandt mit diesen Diabasporphyriten, aber stets Kieselsäure-ärmer sind gewisse, oft geologisch mit ihnen nahe verknüpfte Gesteine, die bei gleicher Variabilität in der Grundmassestructur und bei ähnlichem Verlauf normaler Verwitterung und dynamometamorpher Umwandlung unter den Einsprenglingen neben Plagioklas vielen, oft stark herrschenden Augit oder Uralit enthalten und daher in der Literatur dann die Namen Augitporphyr*

* Einen Augit-Biotit-Porphyrit mit nur 48,37 % SiO_2 beschreibt Hobson von Killerton in Devonshire; derselbe tritt zusammen mit Augitporphyrit vom Navittypus auf.

oder Uralitporphyr führen. Dahin gehören vielleicht die bereits oben erwähnten Vorkommnisse des Ural, die bekannten Gesteine von Upsala und ein Vorkommniss von Dolgelly in Nord-Wales. Die Einreihung gewisser uralischer „Uralitporphyre" an diese Stelle gründet sich auf die Untersuchung eines Handstückes von den Bejutschew'schen Kupfergruben bei Katharinenburg, in welchem trotz massenhafter Neubildung von Aktinolith, Epidot und Albit die Structur des Gesteins und der Einsprenglinge vollkommen erhalten ist.

Beschreibungen solcher Uralitporphyrit-Varietäten von Diabasporphyriten und von normalen Formen finden sich mehrfach in den petrographischen Arbeiten über die Diluvialgeschiebe Norddeutschlands.

Als Spilittypus oder als **Spilit** sollen die einsprenglingsfreien oder doch sehr einsprenglingsarmen, durch ihre auffallende Neigung zur Mandelsteinstructur ausgezeichneten, leicht verwitternden Melaphyre bezeichnet werden, welche in der Literatur bald als dichte Diabase, Diabasmandelsteine, Kalkdiabase, Variolites du Drac, Blattersteine und Verwandtes bekannt sind. Es sind oft überaus schlackige Felsarten, deren Poren meistens mit Carbonaten (Calcit, Braunspath) und Mineralien der Chloritfamilie (Delessit, Chlorophaeit u. s. w.), seltener mit Quarz und Chalcedon, Epidot und wohl nur unter gewissen Verhältnissen mit Strahlstein allein oder in mannichfacher Association ausgefüllt sind. Ihr wesentlicher Structurcharakter lässt sich dahin präcisiren, dass ihnen die intratellurischen Ausscheidungen mehr oder weniger vollständig fehlen. Trotzdem sind sie keineswegs glasreiche Gesteine, vielmehr ist ihr Gehalt an einer eigentlichen Basis gewöhnlich nur aus der Structur, zumal aus dem Reichthum an runden oder gestreckten Poren zu erschliessen, nur in günstigen Fällen und an frischen Gesteinen direct nachzuweisen. Hervorzuheben ist noch, dass für die Bestimmung des Gesteinscharakters die Mandelsteinstructur nicht bindend ist; Mandeln kommen in allen Ergussgesteinen vor und sie sind hie und da recht untergeordnet oder fehlen ganz in den Spiliten. Vielmehr liegt der Charakter dieser Gruppe ganz besonders in dem Zurücktreten der intratellurischen, in der Reichhaltigkeit der Ausscheidungen der Effusionsperiode. Der Name Spilit wurde von Alex. Brongniart 1827 für diese Gesteine eingeführt und für palaeovulkanische, mandelsteinartige Effusivformen der Gabbromagmen mit und ohne Olivin verwandt.

Die Spilite stehen in naher Beziehung zu Diabasporphyriten und treten an vielen Localitäten im rheinischen Schiefergebirge, in den Vogesen und im Fichtelgebirge zusammen mit solchen auf. Auch der Öjediabas Törnebohm's, welcher die 100 km lange und 70—80 m mächtige, mittlere Decke im cambrischen Sandstein von Dalekarlien bildet, hat diabasporphyritische und spilitische Ausbildungsformen. — Die Spilite haben ihre Hauptverbreitung als Decken und Lagergesteine in den palaeozoischen Schichtensystemen. Der hier gegebenen Beschreibung liegen Gesteine von Weilburg, Dillenburg, Sechshelden, Diez, Balduinstein im rheinischen, vom Teufelsberg, Silberberg, Labyrinthenhof, Berneck und Weberschwang im fichtelgebirgischen Devon, besonders auch die schon von Delesse mustergültig untersuchten Vorkommnisse aus dem devonischen, vielleicht auch culmischen Übergangsgebirge der Vogesen und der Haute-Saône (La Fresse, Faucogney, Saint-Bresson, Raon-l'Etape u. a. O.), sowie portugiesische und corsikanische Repräsentanten zu Grunde.

Der Mineralbestand des frisch gedachten Gesteins ist sehr einfach: Kalknatronfeldspath, Diabasaugit, Eisenerze und etwas Apatit in meistens spärlicher, selten reichlicher und dann gern globulitisch gekörnelter Basis. Die Plagioklase bilden stets schmal leistenförmige Individuen, welche die deutlichsten Beweise sehr raschen Wachsthums in häufiger terminaler Gabelung und Zerfaserung, in trichitischer Biegung und sphärolithischer Aggregation, sowie oft in reichlichen schlackig veränderten Glaseinschlüssen zeigen. Die sphärolithische Aggregation dieses Gemengtheils ist eine sehr mannichfache, indem bald zwischen die divergirenden Feldspathleistchen Grundmassestreifchen, bald Augitkörner reihenartig eingeklemmt sind, gelegentlich wohl auch Plagioklas- und Augitnadeln in buntem Wechsel förmliche Pseudosphärolithe bilden. Andererseits begegnet man reinen Plagioklassphärolithen, bei denen an allen Fasern sich nach aussen stets neue randliche Fasern ansetzen. Sehr schöne Beschreibungen dieser, der Variolitbildung der Diabase entsprechenden Structurform verdanken wir E. Dathe aus Gesteinen des Oberdevon von Reinsdorf an der Strasse von Plauen nach Oelsnitz; ebenso vom Weinberge bei Weischlitz, vom Höllenthal bei Steben im Fichtelgebirge, vom Galgenberge zwischen Ober- und Niederplanitz und aus den Kugeldiabasen vom Gallenberge bei Lobenstein. Dathe, welcher offenbar die von mir gegebene Erklärung der Diabasvariolite missverstanden hat, liefert

die besten Beweise für deren Richtigkeit. — Der Augit ist entweder in lang nadelförmigen, oft quergegliederten Krystallen ausgebildet und aggregirt sich dann ebenfalls zu divergentstrahligen bis echt sphärolithischen Gruppen oder er ist in eckig-körnigen Individuen zwischen die Feldspathleistchen eingeklemmt. Die sphärolithischen Aggregate beider Mineralien häufen sich oft um und setzen sich dann radial an die Mandelwände, oder aber die einzelnen, nicht aggregirten Individuen legen sich tangential um die Mandelwände herum. Wo die sphärolithische Aggregation fehlt, pflegt sehr deutliche Fluidalstructur durch die Anordnung der Plagioklasleistchen bedingt zu sein. — Wo spärliche Plagioklas- und Augitkrystalle erster, d. h. intratellurischer Generation vorhanden sind, haben diese Form und Eigenschaften, wie im eigentlichen Melaphyr.

Mechanische Phänomene lassen sich in diesen, meistens dem gefalteten Gebirge angehörigen Gesteinen oft wahrnehmen. Sie sind durchzogen von schmalen Klüften, an denen (zumal an den Mandelrändern deutlich erkennbar) kleine Verwerfungen stattgefunden haben. Diese sind meistens mit Stengelcalcit senkrecht zur Kluftwand ausgekleidet; der die Mandeln erfüllende Calcit hat stark gebogene Spaltdurchgänge und Zwillingslamellen. Bei grösserer Intensität dieser Phänomene sind die Mandeln nicht mit Calcit, sondern mit Epidot und Strahlstein mit oder ohne Calcit ausgefüllt; auch die Gesteinsmasse selbst ist, oft unter wunderbarer Erhaltung der Structur, mit Epidot und Zoisit durchwoben, die Trümer und Spalten häufen sich zu dichtem Netzwerk und auf denselben, zumal da, wo sie sich kreuzen und erweitern, sind sie mit Quarz, Epidot und einem wasserhellen Plagioklas (? Albit) in adinolartigem Gefüge erfüllt. Die Vogesengesteine von Urbeis und Faucogney liefern gute Beispiele. — Die Glasbasis aller dieser Gesteine ist gern seladonitartig zersetzt.

Analoge Spilite beschreibt C. Schmidt als Gänge und Lager im Flysch des Eisentobels bei Iberg im Kanton Schwyz und des Griesbachtobels bei Château d'Oex (Waadt), sowie in 80 m mächtigen Lagergängen im Verrucano der Kärpfistockgruppe, hier olivinführend. C. Schmidt erwähnt Mandeln hieraus, die aus breiten dichtgedrängten Plagioklasstrahlen mit radialfasriger grüner Hornblende bestehen. Sollten das nicht Variolen sein? Vacuolen doch wohl kaum. Sie finden sich nur in den bräunlichviolett gefärbten Abarten. Zusammen mit diesen „Melaphyren" kommen dichte grünliche Abarten vor, welche schon Escher von der Linth Spilite ge-

nannt hat. Sie enthalten keine Mandeln und schliessen sich, wie Schmidt angiebt, dem Weiselbergittypus an. Vergl. oben bei Weiselbergit (S. 956) die Mittheilungen von Milch, welcher an anderer Stelle Spilite und Spilitmandelsteine aus dem Culm der Südseite der Karnischen Alpen beschreibt. V. Hansel erwähnt Spilite aus dem Devon des Zachengrabens u. a. O. in der Gegend von Graz, C. v. John aus Persien, Siepert aus dem argentinischen Staate La Rioja, z. Th. auch olivinhaltig (Custiembres, Salta).

Den spilitischen Typus scheinen auch viele der als Diabas bezeichneten Gesteine aus dem nördlichen Odenwald an sich zu tragen. Dafür spricht die Häufigkeit der Mandelbildung, die Art der Variolitstructur und der Structur überhaupt, wie sie Chelius (Blatt Darmstadt) schildert.

Typische Spilite mit variolitischer Entwicklung beschreibt Cowper Reed aus Pembrokeshire. Von einem dieser Gesteine werden granophyrische Quarz-Feldspath-Aggregate zwischen den Feldspathleisten und rhombischen Pyroxenen angegeben. Nach der mitgetheilten Analyse müsste dieses Vorkommen (von Garn Fechan bei Pwll Deri) ein sehr merkwürdiges Glied der keratophyrischen Ergussgesteine sein, bei denen Spilitstructur (S. 792) keineswegs selten ist.

Teall bespricht einen Spilit von Mullion Island an der cornwallisischen Küste, der zusammen mit radiolarienführendem Kieselschiefer auftritt. Das Gestein hat eine eigenthümliche kuglige Absonderung, welche ihn an Pahoehoe-Laven erinnert. Es ist ganz die gleiche Absonderung, welche Leslie Ransome von dem Basalt von Point Bonita (S. 1018) in Californien beschreibt, der ebenfalls mit Kieselschiefer (Jasper) verbunden ist. Teall macht in einer Mittheilung (On greenstones associated with radiolarian chert. Trans. Roy. geol. Soc. of Cornwall. 1894) auf diese eigenthümliche Coincidenz einer bestimmten Erscheinungsform einer alten Lava mit der Anwesenheit von Radiolarienschiefer aufmerksam und erinnert daran, dass auch Rothpletz (Z. D. G. G. 1880. XXXII. 447 und Erläuterungen zu Section Frankenberg-Hainichen der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1881. S. 16) das Zusammenauftreten von Kieselschiefer mit dichtem Diabas von eigenthümlicher kugliger Absonderung vom Leithberge bei Bockendorf beschreibt. Rothpletz sagt: „Bei Bockendorf am Leithberge macht sich eine ellipsoidische Absonderung geltend, indem der feinblasige, dichte Diabas in rundliche, aber stets stark gestreckte oder

abgeplattete linsenförmige Partien abgesondert ist, deren längerer Durchmesser bis 1 m, deren kürzerer bis 0,3 m erreicht." Gewiss ein sonderbares Zusammentreffen. TEALL meint, man könne aus dieser Absonderung wohl auf submarinen Erguss schliessen.

Nach Abscheidung des Diabasporphyrit- und Spilittypus bleiben die eigentlichen Melaphyre über, d. h. kurz gefasst palaeovulkanische Basalte, Effusivformen der Gabbromagmen*.

Indem für die Geschichte des petrographischen Begriffs Melaphyr bis zur Zeit des Beginns mikroskopischer Forschungen auf die Angaben der petrographischen Lehrbücher verwiesen werden mag, sei hier nur constatirt, dass sich in den sechziger Jahren aus dem Widerstreit der Meinungen allmählig die Annahme herausgebildet hatte, der Melaphyr sei ein aus Oligoklas und Augit mit Magnetit zusammengesetztes massiges Gestein. Besonders der Oligoklasgehalt wurde betont und von diesem wesentlich die Existenzberechtigung des Melaphyrs als einer selbständigen Gesteinsgruppe abgeleitet. Mit dieser Annahme stimmte allerdings die chemische Zusammensetzung der als Melaphyr bezeichneten Felsarten oft nur

---

* Dass Gesteinstypen, die nothwendigerweise in der Systematik getrennt werden, um übersichtlich zu bleiben, in der Natur ineinander übergehen, zeigt eine für die Beziehungen der hypoabyssischen und effusiven Plagioklas-Augitgesteine bedeutsame Beobachtung von GREBE und LEPPLA. An dem Staarwieserkopf zwischen Baumholder und Aulenbach im Saar-Nahe-Gebiet setzen gang- und stockförmig auf „gabbroähnlicher Mesodiabas (Olivindiabas, Hysterobas) mit mesobasaltischer Aussenhülle". Am Staarfels und am SW.-Abhange des Berges stehen mittel- bis grobkörnige, graue Gesteine an, welche wesentlich aus Plagioklas und Augit in einem diabasähnlichen Gefüge bestehen und in der grobkörnigsten Ausbildung noch Olivin neben etwas Hornblende und Biotit führen. Das sind also Tholeiite und Olivintholeiite mit Übergängen in Diabasstructur. In den mittel- bis feinkörnigen Zwischenformen zu porphyrischer Ausbildung hin nehmen die Hauptgemengtheile Feldspath und Augit mehr und mehr idiomorphe Gestaltung an; der Olivin verschwindet, dagegen tritt Quarz, zwischen die Feldspathleisten eingeklemmt, auf. Nach der Höhe des Berges und insbesondere an seinen flachen östlichen Abhängen erhält das Gestein durchaus porphyrisches Gefüge, indem in einer schwarzen Grundmasse grosse Labradore als Einsprenglinge liegen. Diese Erstarrungsform des Gesteinsmagmas enthält hie und da eine mehr oder weniger entglaste Basis und wird von den Verfassern als basaltisch bezeichnet; ich würde sie labradorporphyritisch nennen. Die mitgetheilten Analysen thun deutlich dar, dass die Aussenhülle einen höheren Gehalt an Kieselsäure und Alkalien, einen geringeren an alkalischen Erden besitzt, als die körnigen Gesteine des Centrums. Einer der vielen Belege zu der von mir seit langen Jahren vertheidigten Lehre von der krystallinen Entwicklung der Eruptivmagmen und der Beziehung von körnigen und porphyrischen Gesteinen zu einander.

recht schlecht und wohl die meisten Petrographen jener Zeit hielten an der gegebenen Definition nur deswegen fest, weil man keine andere bessere an ihre Stelle setzen konnte, bestimmten dagegen den Melaphyr wohl nie nach dieser Definition, sondern nach dem allgemeinen Habitus und dem geologischen Vorkommen. Und will man die Wahrheit eingestehen, so war auch das geologische Moment das Einzige, was die Melaphyre zusammenhielt und was bei allem Schwanken in den Anschauungen über den mineralogischen Bestand stabil geblieben war. Wenn man sich zu der TSCHERMAK'schen Feldspaththeorie bekannte und dann doch gestehen musste, dass wohl ein Plagioklas in den Melaphyren oft nachgewiesen war, dass aber die specielle Bestimmung desselben als eines Oligoklas auf recht schwachen Füssen stand, so lag in Wirklichkeit vom rein mineralogisch-petrographischen Standpunkt kein rechter Anlass vor, den Melaphyr noch länger vom Diabas zu trennen, wenn man nicht in ungebührlicher Weise den „chloritischen Gemengtheil" des letztgenannten Gesteins betonen wollte. Das sind Reflexionen, welche unzweifelhaft auf die frühesten mikroskopischen Untersuchungen über Melaphyre influirten. Schon in den ersten Mittheilungen ZIRKEL's über Melaphyre im Anhang zu seiner Arbeit über die Basaltgesteine und mehr noch in der Dissertation von HAARMANN ist der hier aufgestellte Melaphyrtypus stellenweise mit grossem Glücke bestimmt. Und dennoch sprach sich schon HAARMANN und nach ihm (1873) ZIRKEL dahin aus, dass der Melaphyr wohl nur eine provisorische Existenz haben könne, dass er bei weiterem Fortschreiten mikroskopischer Untersuchungen bald von der Bühne verschwinden werde, damit sich glückliche Erben in seine Habe theilen, von welcher der Löwenantheil wohl dem Diabase zufallen werde. — Die HAARMANN'sche Arbeit kann gewiss bei keinem ruhigen Leser eine solche Anschauung wachrufen; vielmehr scheint es mir, dass man aus derselben die Überzeugung gewinnen musste, es bestehe ein meistens der Kohle und dem Rothliegenden zugehöriges Massengestein, welches bei porphyrischer Structur einen Plagioklas, Augit, Olivin, Apatit und Eisenerze enthalte. Das war ein sehr wohl charakterisirter Typus, dieser Typus war bis dahin nicht mit der gleichen Schärfe erkannt und hatte jedenfalls im petrographischen System bis dahin keine Stellung und keinen Namen. Was lag also näher, als endlich den viel umhergeworfenen Terminus Melaphyr an diesen festen Begriff zu binden. Wenn einige bis dahin zum Melaphyr gerechnete Gesteine sich diesem Typus nicht

einverleiben liessen, so bewies das ja doch nur, was man längst ahnte, dass sie eben keine Melaphyre seien, dass man bis dahin unter diesem Begriff heterogene Dinge zusammengefasst hatte und dass zur Zeit der Kohle und der Dyas ebenso, wie in allen andern geologischen Epochen verschiedene Massengesteine zur Eruption gelangt waren.

Während Haarmann und auch Zirkel dem einen Extreme zuneigen, und den Melaphyr gänzlich zu beseitigen geneigt sind, hat Doelter in der oben citirten Arbeit über Monzoni-Gesteine sich zu dem andern Extreme hinreissen lassen; er nimmt dem Melaphyr jegliches bestimmte mineralogische Attribut, fasst unter diesem Namen alle schwarzen Porphyre Süd-Tyrols zusammen und stellt so unter Berufung auf geologische Schwierigkeiten die durch Tschermak's Untersuchungen an diesen Vorkommnissen glücklich inaugurirte Sonderung derselben wieder in Frage.

Bořicky adoptirt in seiner reichhaltigen Arbeit über die Melaphyr-Gesteine Böhmens ziemlich genau den Melaphyrbegriff Doelter's und definirt diesen dahin, der Melaphyr sei ein „feinkörniges oder krystallinisch dichtes (selten kleinkörniges), häufig mandelsteinartiges, im frischen Zustande schwärzlichgraues, grünlichschwarzes oder grünlichgraues, im verwitterten Zustande bräunliches oder gelbliches Eruptivgestein der Dyas oder Permformation, das aus einem Gemenge von vorwaltendem Feldspath der Oligoklas- oder Andesin-Reihe (selten der Labradoritreihe) oder von vorwaltendem Orthoklas und Plagioklas mit Augit oder Amphibol (Diallag, Bronzit), Magnetit und mehr oder weniger Olivin besteht und in dem gewöhnlich der augitische Gemengtheil zum Theil oder durchgehends durch ein staubig oder körnig glasiges Cäment vertreten wird". Man sieht, das ist ein zu weit gefasster Begriff, unter welchen so ziemlich alle dyadischen Eruptivgesteine passen, so wechselnd und verschieden auch ihre Zusammensetzung ist. Die Unhaltbarkeit so dehnbarer Definitionen wird besonders dann klar, wenn man sich vergegenwärtigt, dass z. B. alle tertiären Eruptivgesteine vom Trachyt bis zum Basalt inclusive unter einem ähnlichen Begriff zusammengefasst werden könnten. In der Wirklichkeit gestaltet sich die Sache in Bořicky's Arbeit nicht so schlimm, weil die böhmischen Melaphyre eben wirklich Melaphyre sind. So fallen zunächst alle Hornblende-Gesteine fort, da Bořicky selbst angiebt, dass Hornblende nirgends mit Sicherheit constatirt werden konnte; von den Orthoklas-Melaphyren wird angegeben, dass sie

nicht scharf getrennt werden können, da sie allenthalben in Plagioklas-Melaphyre übergehen. Demnach ist der Orthoklasgehalt, wenn überhaupt in dem Maasse unter den Einsprenglingen vorhanden, was ich glaube bezweifeln zu dürfen, im höchsten Falle ein localer, nirgends ein wesentlicher.

In der ersten Auflage dieses Buches schlug ich vor, den Namen Melaphyr für die vortertiären porphyrischen Gesteine zu gebrauchen, welche durch die Mineralcombination Plagioklas-Augit-Olivin charakterisirt seien. Es scheint, dass dieser Vorschlag von petrographischer Seite ziemlich allgemein angenommen worden ist. So möge er denn dieser Gruppe in der oben angegebenen präciseren Fassung und nur mit der Erweiterung verbleiben, dass ebenso wie bei den Basalten der Olivingehalt nicht streng betont werde. Wie es olivinfreie Basalte giebt, so giebt es olivinfreie Melaphyre; hier wie dort scheinen sie in der Minderzahl zu sein. Durch diese Erweiterung verlegt sich das Schwergewicht von der mineralogischen in die chemische Zusammensetzung; statt der Mineralcombination Plagioklas-Augit mit Olivin, welche sich ebenso bei den Augitporphyriten findet, wird das Mischungsverhältniss der Kerne im Magma betont und gefordert, dass dieses demjenigen bei den Gabbrogesteinen entspreche.

Ebenso wie die Grenze zwischen den Augitandesiten und den Basalten, zwischen den Dioriten und Gabbros in chemischer, mineralogischer und structureller Beziehung eine unscharfe, gewissermaassen eine fliessende ist, so ist es auch der Fall zwischen Melaphyren und Augitporphyriten. — Dabei muss man sich gegenwärtig halten, dass selbst in der hier versuchten schärferen Gliederung nach den Structurverhältnissen innerhalb der Hauptfamilien Augitandesit und Basalt, Augitporphyrit und Melaphyr, jede der erzielten Gruppen noch immer eine Sammelgruppe bleibt, in welcher wohl unterscheidbare chemisch verschiedene Typen von gleicher mineralogischer und structureller Ausbildung zu Unrecht vereint sind. — Wenn man das köstliche Analysenmaterial überblickt, welches zumal die preussische geologische Landesanstalt für die Porphyrite und Melaphyre, die geologische Landesanstalt der Vereinigten Staaten für die Andesite und Basalte in den letzten Jahrzehnten geliefert hat, neben all den andern mühevollen Untersuchungen deutscher und ausländischer Petrographen, so erkennt man deutlich, dass das Verhältniss des Kernes $(NaK)AlSi_2$ zum Kerne $CaAl_2Si_4$ in so weiten Grenzen schwankt, dass man einerseits

geradezu von keratophyrischer Mischung sprechen könnte, dass aber auch innerhalb des erstgenannten Kernes das Verhältniss von K und Na ein sehr wechselndes und dabei keineswegs etwa streng mit dem Ca-Gehalt wechselndes ist. — In diesem Buche, welches lediglich die mikroskopischen Eigenschaften der Gesteine behandelt, kein Lehrbuch der Petrographie sein will, haben solche Beziehungen keine Berücksichtigung gefunden, wenn sie nicht in irgend einer Weise mikroskopischen Ausdruck gefunden haben.

In Deutschland treten die eigentlichen Melaphyre und die olivinfreien Melaphyre wesentlich decken- und lagenförmig im Carbon und im Rothliegenden auf und haben ihre Vertreter besonders in dem Saar-Nahegebiet, in Sachsen und Thüringen, wohl allenthalben mit verschiedenartigen Porphyriten vergesellschaftet und durch Übergänge verbunden, zumal mit dem Navittypus der Augitporphyrite. Ganz die dort beschriebene Structur kehrt ebenso, wie bei den Basalten, auch bei den Melaphyren wieder und zu ihr gesellen sich alle die bei den Basalten (S. 1002) erörterten Structurtypen mit einziger Ausnahme des Gethürmser Typus, der mir bisher aus keinem Melaphyr bekannt geworden ist. In den oberflächlich ergossenen Melaphyren scheint die hypokrystallin-porphyrische und holokrystallin-porphyrische Structur die herrschende zu sein, nur selten und wie bei den Basalten nur in den kieselsäurereicheren Gliedern sich der hyalopilitischen annähernd. Es kann daher von Einzelbeschreibungen abgesehen und auf die Basalte verwiesen werden.

Ganz besonders verbreitet sind offenbar die Melaphyre von navitähnlicher Structur mit bald hypokrystalliner, bald holokrystalliner Ausbildung der Grundmasse. Solche Formen finden sich unter den sächsischen der Gegend von Zwickau, im Becken von Senones (nach Vélain, vergl. S. 965), in der Gegend von Holmestrand im südlichen Norwegen, unter den böhmischen Melaphyren nach Bořicky's Darstellung die Vorkommnisse von Walditz bei Kostálov, Pořic bei Semil, Loukov zwischen Ruppersdorf und Semil, Borkov, Kundratitz, Nédves, Zar, Kostálov, Saskal, Liebenau u. a., ferner am Carlton Hill bei Edinburgh, bei Fréjus im Dép. du Var und, um ein recht fernes Beispiel zu wählen, unter den von Fraas und Möhl beschriebenen Melaphyren, welche von Tuffen begleitet, an zahlreichen Punkten im Kreidesandstein des Libanon auftreten, so bei Bscherre.

Ebenso gehören hierher die Decken- und Gangmelaphyre der

südalpinen Trias, wie sie mir durch Handstücke aus dem Fassathal, von der Seisser Alpe, von der Cresta da Pell, von Bufaure, von der Mendola zwischen Schlern- und Hauptdolomit u. a. O. vorliegen. Für die Einzelheiten sei auf die Beschreibungen von v. Richthofen, Tschermak, Doelter und Lepsius verwiesen. Die meist zonarstruirten und oft schlackeneinschlussreichen Plagioklase, die wohl dem Labrador angehören, und die grün durchsichtigen, oft glaseierführenden und schwach pleochroitischen Augite mit den Formen der basaltischen Augite liegen in einer meistens holokrystallinen, aus gestreiften Feldspathleisten und meist ungestreiften Feldspathrectangeln, sowie aus kleinen Augiten zweiter Generation bestehenden, nahezu panidiomorph-körnigen, stark von Erzen durchsprenkelten Grundmasse. Geringe Reste einer graulichen bis farblosen Basis lassen sich in manchen Handstücken direct wahrnehmen; in andern wird ihre ursprüngliche Anwesenheit durch das Auftreten sehr kryptomerer allotriomorpher Grundmassepartien wahrscheinlich. Die Structur ist oft schön fluidal sowohl in der Grundmasse, wie in der Anordnung der Feldspatheinsprenglinge mit Beziehung auf die älteren Augite. Nesterartige Cumulationen der Einsprenglinge sind nicht selten. Die reichliche Ausscheidung von chloritischen und limonitischen Zersetzungsproducten und von Carbonaten erschwert die Untersuchung dieser Gesteine bedeutend. — Dass unter ihnen olivinfreie Arten vorkommen, giebt schon Lepsius an aus der Hauptdecke, welche über den Buchensteiner Knollenkalken und den Schichten mit *Daonella Taramellii* liegen.

Viele der Gänge aus diesem Gebiete, welche als Melaphyr bezeichnet werden, gaben sich indessen durch ihre Structur, reichlichen Gehalt an farbigen Gemengtheilen zumal in der Grundmasse, poikilitische Verwachsung des diopsidischen Pyroxens mit blaugrünlichem oder violettem Amphibol, durch Reichthum an eisenreichem Biotit, durch accessorischen Gehalt an seltenen Mineralien (so z. B. aus der Koppit-Reihe), als Ganggesteine kund, wie auch Brögger hervorhebt. Charakteristisch ist auch die Verbreitung eines Titan-Pyroxens mit starker Bissectricen-Dispersion.

In Gangform sind Gesteine, welche den basischeren Melaphyren nahestehen, vielfach in der südalpinen Trias verbreitet; sie enthalten nicht selten accessorisch Hornblende, Biotit, Enstatit und Olivin und wurden von v. Foullon und Lepsius besprochen. In einem solchen Melaphyr des Val Zuccanti beschrieb v. Foullon die Pseudomorphose von Biotit nach Olivin (Iddingsit?).

Eine sehr basische Zusammensetzung besitzt ein von Streng als Hornblendediabas beschriebenes, lagerartig dem Schalstein eingebettetes und in diesen übergehendes Gestein von Gräfeneck bei Weilburg, welches neben grossen Einsprenglingen von basaltischem Augit und Magnetit, sowie etwas Pyrit, auch solche von basaltischer Hornblende mit eigenthümlichen Umwandlungserscheinungen in einer holokrystallinen Grundmasse von Plagioklasleisten, Augitkörnern, Viridit, Apatit und Magnetit enthält. Unter dem Mikroskop erkennt man auch Einsprenglinge von Plagioklas, die nach den beobachteten Auslöschungsschiefen auffallenderweise saurer wären, als die Leistchen der Grundmasse. Die Plagioklase enthalten Flüssigkeitseinschlüsse.

Auch Törnebohm beschreibt offenbar sehr basische Melaphyre als Gänge im Granit von Strömstad. Einprenglinge von Augit und Olivin, z. Th. auch brauner Hornblende liegen in einer Grundmasse aus Feldspath, Magnetit oder Ilmenit, Augit mit Chlorit oder Hornblende. Die Beschreibung schliesst die Deutung dieser Gesteine als Lamprophyre nicht aus.

Eine eigenthümliche holokrystallin-porphyrische Abart des Melaphyrs wurde mir durch H. Teall's Freundlichkeit aus den Stichill-Bergen bei Kelso in Roxburghshire bekannt. Einsprenglinge von Plagioklas mit den gelegentlich des Tynemouth-Tholeiit besprochenen Corrosions- und Wachsthumsphänomenen, ebenfalls stark corrodirtem Olivin und ebensolchem mit Olivin durchwachsenem Pyroxen liegen in einer aus Plagioklas und Augit zweiter Generation bestehenden Grundmasse, die stellenweise recht reichlich auch jüngeren Olivin enthält. Die gegenseitige Durchdringung von Augit und Olivin, welche sonst an keinem Gestein beobachtet wurde, kann förmlich zu einer Art „Mischkrystallen" führen, in denen dann oft der Augit in gleichmässiger Orientirung nach (100) lamellar polysynthetisch verzwillingt ist.

Nach Stein's Beschreibung gehören wohl auch die nach Stur's Beobachtungen dem Rothliegenden untergeordneten Melaphyre der kleinen Karpathen zwischen Breitenbrunn und Neustift grossentheils dem Navittypus an.

Einen structurell andern Typus der Melaphyre stellen manche Vorkommnisse intrusiver Lagergesteine aus den oberen Cuseler, Lebacher und Tholeier Schichten des Saar-Nahe-Gebietes vor, für welche ich nach brieflicher Mittheilung Lossen's (Brief vom 12. XII. 1885) den von Steininger zuerst gebrauchten Namen Tholeiit

benutze. Die echt effusiven Navite und Weiselbergite sind den hangenden Söterner Schichten normal zwischengeschaltet. Das Charakteristische der Tholeiite liegt structurell darin, dass die Grundmasse in der Form einer hypokrystallinen, aber basisarmen Zwischenklemmungsmasse oder Mesostasis auftritt, wie sie S. 1009 beschrieben wurde. Es ist die Intersertalstructur der Basalte (Taf. IV Fig. 2). Durch vollständige krystalline Differenzirung der Mesostasis entsteht eine holokrystalline Ausbildung, welche überaus verbreitet ist. Weit seltener ist der Fall, dass die Mesostasis reines Glas oder eine globulitisch gekörnelte Glasbasis darstellt. Die Menge dieser Mesostasis ist stets gering, durch mehr oder weniger vollständiges Verschwinden derselben entwickelt sich eine hypidiomorph-, und zwar stets eine diabasisch-körnige Structur. Wenn man daher, was wohl richtig ist, die Diabase von den Tiefengesteinen trennt, so haben sie hier ihre nächsten Verwandten. Und thatsächlich zeigen gerade die Tholeiite überaus oft Diabasfacies. Solche holokrystalline und hypidiomorph-körnige Diabasfacies von Tholeiiten sind es, welche Laspeyres unter Zugrundelegung des Gesteines von Norheim Palatinite nannte, allerdings nicht mit Rücksicht auf die Structur allein, sondern in der Annahme, der Pyroxen sei Diallag und diese Gesteine somit dyadische Gabbro. Wesentlicher aber noch als die eigenthümliche Mesostasisform der sog. Grundmasse ist es, dass die älteren Mineralgemengtheile dieser Gesteine, unter denen ein wohl stets recht basischer Kalknatronfeldspath (er wird stark von Salzsäure angegriffen und hat sehr schiefe Auslöschungen) und ein Diabasaugit mit oft auch pinakoidaler Spaltbarkeit neben prismatischer die wesentlichen und constanten sind, eigentlich gar keine echten, älteren, d. h. intratellurischen Ausscheidungen darstellen, sondern in gewissem Sinne zur Grundmasse gehören, d. h. Bildungen der Effusionsperiode sind, welche hier unmerklich mit der intratellurischen zusammenfliesst, wie das gerade bei hypoabyssischen Intrusivgesteinen, also auch bei den Ganggesteinen nicht selten ist. Die Intersertalstructur ist also eine eigenthümliche porphyrische Structur, die, ganz abgesehen von der Erscheinungsform, sich ähnlich wie die spilitische durch das Fehlen rein intratellurischer Bildungen charakterisirt. Daher verbinden sich diese wesentlichen Gemengtheile auch in diabasisch-körniger Form, der Plagioklas bildet Leisten in divergentstrahliger oder regelloser Anordnung, welche von Augit, wie von einem Cäment eingehüllt werden. — Übergänge in normale porphyrische Structuren

entstehen dadurch, dass accessorisch Olivin oder ein ganz farbloser Enstatit in das Gewebe eintreten. Diese beiden Mineralien sind stets idiomorph, was natürlich das Auftreten von Corrosionserscheinungen zumal am Olivin nicht ausschliesst, und häufen sich daher auch gern zu Nestern an. In selteneren Fällen gesellt sich ihnen ein, dann ebenfalls idiomorpher, Augit (meistens von heller grüner oder rosarother Farbe mit geringem Pleochroismus) hinzu. Enstatit und Olivin stehen in einem solchen Wechselverhältniss, dass mit Zunahme des einen der andere an Menge abnimmt. Der Enstatit ist so verbreitet in diesen Gesteinen, wenn auch oft nur in einzelnen Individuen, dass es sich kaum lohnt, die enstatitführenden Abarten mit einem eigenen Namen zu belegen. Ich hatte für dieselben früher die Bezeichnung Palatinit gebraucht, welche man immerhin beibehalten kann, wenn man dieselbe nicht für die Diabasfacies dieser Tholeiite verwenden will. Alle diese Gesteine enthalten reichlich Eisenerze, zumal Ilmenit. — Zu den enstatitarmen oder enstatitfreien Tholeiiten gehören u. a. die Vorkommnisse aus dem ersten Bahneinschnitt von St. Wendel nach der Türkismühle, von Roschberg, vom Steinbruch am Höchster westlich von Theley, von Bergweiler am Ausgang nach Dersdorf, zu den enstatitreichen die Gesteine vom Schaumberg bei Tholei, von Martinstein u. a. m.

Durch zunehmenden Olivingehalt allein unterscheiden sich die Olivintholeiite, welche geologisch und kartographisch nach Lossen u. a. nicht vom Tholeiit und Palatinit zu trennen sind. Auch die Structur ist die gleiche, wie bei Tholeiit; Übergänge in hypidiomorph-körnige, den Olivindiabasen genau entsprechende Formen sind nicht selten. Andererseits entstehen durch Zunahme der, dann wohl stets rein oder globulitisch-gekörnelten glasigen, seltener mehr oder weniger mikrolithisch entglasten Mesostasis basisreiche Gesteine, denen dann ganz naturgemäss der Augit der zweiten Generation, welcher ja jünger ist, als der Feldspath, fehlt — eine Erscheinung, welche oft in der Literatur hervorgehoben wird. Auch bei dem Olivintholeiit ist ausser dem Olivin und Ilmenit oft eine durchaus idiomorphe ältere Augitgeneration vorhanden (5 Minuten von Oberkirchen, links der Strasse nach Schwarzerden). Dieser Typus hat im Saar-Nahe-Gebiet eine sehr grosse, nach Lossen's Untersuchung mit dem Tholeiit und Palatinit zusammenfallende Verbreitung. Einige Fundorte sind: Lastergraben N. von Überroth bei Wadern, 10 Minuten S. von Braunshausen, Mühle bei Neipel am Ausgang

nach Limbach, Weg von Roschberg nach Urweiler, Storz und Bergkopf bei Dersdorf, S. von Obernheim und W. von Bauwald, Bergweiler, Alsfassen, 6 Minuten N. von Salbach, SW. der Gombacher Mühle bei Bliesen, Erzweiler. — Nach den Beschreibungen von Leppla gehören hierher die Vorkommnisse von Eulenbis, Höringen, Wingertsweiler, Winnweiler, Katharinenthal N. von Imsbach, Reiselberg und Pfaffenthalerwald S. Fockenberg, Callwiesweiher im Idarthal (durchaus diabasisch-körnig); ferner ein langer Zug zwischen Kreimbach im Lauterthal gegen NO. über Niederkirchen, Heimkirchen, Imsweiler, Ruppertsecken, Marienthal bis nach Orbis, welcher sich durch die Metamorphosen im Liegenden und Hangenden als intrusiv erweist, während die erstgenannten Ergüsse sind.

Nach Chelius' Darstellung kehrt diese Form im rechtsrheinischen Rothliegenden bei Traisa und Messel nördlich von Darmstadt wieder. — Nach Bücking gehört hierher die mächtige Decke vom Hühnberg und andere kleinere Vorkommnisse der Gegend von Schmalkalden in Thüringen. — C. Riva beschreibt Olivintholeiit unter dem Namen Diabase olivinico aus der südalpinen Trias im Val Sabbia.

Sehr verbreitet ist dieser Typus auch in andern Melaphyrgebieten. So gehören nach mir durch Autopsie bekannt gewordenen Vorkommnissen hierher Bořicky's augitreiche Melaphyre Böhmens (Wichova, Horensko, Starkenbach, Lomnitz, Kosinetz, Hrabačov, Brauná u. a.), die von Cohen beschriebenen Gesteine von Cloof bei Capetown und Taba Umlutschue (gangförmig in Granit) in Südostafrika, Keseibe im District Metn in der Kreide des Libanon, nach Siepert auch argentinische Vorkommnisse (Salinas de Bustos, La Rioja).

In den Beschreibungen, welche Allport und Teall von englischen, schottischen und irländischen Trappen geben, erkennt man ebenfalls den Olivin-Tholeiit-Typus oft mit Sicherheit. — Nach Arnold-Bemrose gehören hierher carbonische „dolerites" von Derbyshire, die z. Th. auch Navit-Charaktere an sich tragen, nach Lapworth und Watts Intrusivlager, welche im südlichen Shropshire die *Pentamerus*-Kalke metamorphosirt haben. — Auch Hatch beschreibt untercarbonische Ergüsse aus East-Lothian in Schottland (Kippie Law, Hailes Castle und Markle Quarry), die dem Tholeiittypus angehören. Er nannte die olivinreichen Arten Olivinbasalt, die olivinarmen Labradorbasalt; sie sind holokrystallin und fast körnig. Mit diesen Gesteinen ist ein als Limburgit bezeich-

netes Vorkommen vom Whitelaw Hill bei Haddington vergesellschaftet, das ganz die mineralogische und chemische Constitution der glasarmen Limburgite der deutschen miocänen Basaltformation hat. Er glaubt auch Andeutungen von Nephelin in der farblosen Glasbasis beobachtet zu haben, was mit dem Auftreten phonolithartiger Ergüsse in demselben Gebiet (S. 800) stimmen würde. Das Gestein gelatinirt leicht mit Salzsäure. Diese basischen Gesteine bilden die tieferen Theile der Ergussmassen in East-Lothian. — Man sieht, dass zwischen den Basalten und Melaphyren eben kein anderer, als ein Altersunterschied vorhanden ist.

Mit den Tholeiiten besitzen auch gewisse Ganggesteine des nördlichen England, welche Teall beschrieben hat, eine grosse Ähnlichkeit. Dieselben durchbrechen die Schichten der Kohle, ohne in das Perm einzudringen, und senden gelegentlich intrusive Lagergänge in die Schichten. Hierher gehören die als Hett-dyke, Tynemouth-dyke und Hebburn-dyke bezeichneten Vorkommnisse. Ganz besonders wichtig sind die von Teall gebührend hervorgehobenen Ähnlichkeiten dieser Gänge mit dem intrusiven Whinsill einerseits und mit Gängen desselben Gebiets, welche bis in den Oolith hinaufgreifen und wahrscheinlich der miocänen Eruptivperiode des nördlichen Britannien angehören. — Auch die in Deutschland so häufige Verknüpfung der Tholeiite mit Melaphyren fehlt nicht; zur letzteren Gruppe gehört der Morpeth-dyke. Genetisch interessant ist es, dass die Anorthit-Einsprenglinge des Tynemouth-dyke, dessen Structur aus der intersertalen in die normal porphyrische lebhaft hinüberspielt, wo sie nesterartig sich zusammendrängen, gegeneinander allotriomorph, gegen die Gesteinsgrundmasse hin idiomorph begrenzt sind. Dieses, sowie der Umstand, dass eine äussere Anwachszone derselben sich um einen stark corrodirten Kern mit unregelmässigen Umrissen legt, spricht deutlich für die ältere Bildung der Anorthit-Einsprenglinge gegenüber der intersertalstruirten Hauptmasse des Gesteins.

Nach Pumpelly's Beschreibung, sowie nach derjenigen von Irving u. a. ist auch in der copper-bearing series vom Lake Superior dieser Typus und seine Übergänge in die Olivindiabase verbreitet. Hier scheint auch eine spilitische Melaphyrform aufzutreten. — Eine Gangformation von tholeiitischem Charakter, grösstentheils olivinfrei, lernte ich durch Herrn H. Bauer aus dem Iguape- und Jacupiranga-Thal in San Paulo, Brasilien, kennen. Die Gesteine setzen in Gneiss, Thonschiefern und weissen körnigen Kalken auf

und haben stellenweise spilitische Ausbildungsformen mit geradezu trichitischer Gestaltung des Augits.

Lagorio beschreibt neocome Melaphyre, welche die Typen der Nahe-Gesteine wiederholen, aus dem Thale des Bodrek und der Alma. Sie bilden Gänge und Stöcke; mit ihnen kommen zusammen entstatitführende Tholeiite und Weiselbergite vor.

Zweifelhaft ist die Stellung eines Gesteins, welches G. vom Rath (Z. D. G. G. 1868. XX. 330) von Campiglia maritima in Toscana als Augitporphyrit beschrieben hat. In einer licht- bis dunkelgrünlichgrauen, vor dem Löthrohr schmelzbaren Grundmasse liegen Orthoklas, Plagioklas mit z. Th. uralitischem Aussehen, Magnetit, dunkler Glimmer, Quarz, welcher von Epidot umhüllt wird oder diesen einschliesst, und Olivin. — Ähnliche Einsprenglingscombinationen fand Hussak in sehr zersetzten Gesteinen aus dem Uteri- und Gustavschacht der Liaskohle von Steierdorf im Banat. In einem solchen der erstgenannten Localität führen die Quarzeinsprenglinge Glasdihexaëder. Biotit und Amphibol treten zusammen auf, daneben Pseudomorphosen von Carbonaten, welche von Olivin oder Pyroxen abstammen.

Über die Contactmetamorphose und die dynamischen Umwandlungen der Melaphyrgesteine wird im Anhang zu den Diabasen gehandelt werden.

Tuffe der Melaphyre.

Die tholeiitischen Melaphyre von Derbyshire beschreibt Arnold-Bemrose. Es sind Lapillituffe, theils olivinfrei, theils olivinhaltig. Augit ist selten in den letzteren und fehlt den ersten. Die olivinhaltigen Lapilli bestehen aus Glas, in welchem entweder Olivin, Augit und Plagioklas, oder Olivin und Plagioklas, oder Olivin, Plagioklas und Krystallite oder nur Olivin ausgeschieden sind. Die olivinfreien Lapilli sind entweder reines Glas oder Glas mit Plagioklas, oder Glas mit Plagioklas und Krystalliten und enthalten auch bisweilen Magnetit. Das Cäment ist Calcit oder ein Teig aus kleinsten Lapilli (Asche) und ihren Zersetzungsproducten, oder endlich Kalkstein. Immer ist der nicht vulkanische Antheil dieser Tuffe gering an Menge, die Lapilli sind oft sehr blasig. Neben den Lapilli sind auch Fragmente von Melaphyr und Hyalomelaphyr

eingeschlossen. — Diese Beschreibung stimmt genau mit derjenigen von basaltischen Lapillituffen.

Hornung beschreibt sog. Thonsteine aus dem Wiegersdorfer Thale bei Ilfeld, vom Lehnberge, Blatt Stolberg und von der Heinrichsburg, ebenda, welche theils rein, theils mehr oder weniger gemengt mit Sedimentmaterial und Bimssteinstückchen sind, die in Form und Ausbildung ganz an die Tuffe der Lenneporphyre erinnern. Sie sind z. Th. in ein schwer bestimmbares, kryptokrystallines Aggregat, z. Th. in Calcit umgewandelt. Ob sie zu den Melaphyren selbst gehören, wie man aus einer chloritreichen Pseudomorphose anscheinend nach Augit schliessen möchte, die sich in ihnen findet oder zu einem andern Gestein, ist nicht zu entscheiden. Biotit, Zirkon und Quarz sind neben der eigentlichen Thonmasse ursprüngliche Hauptgemengtheile dieser „Thonsteine".

III. B. 5. Die Familie der Diabasgesteine.

Literatur.

A. D'Achiardi, Diabase e diorita dei monti del Terriccio e di Riparbella, prov. di Pisa. Soc. Tosc. Sc. Nat. 28. Juni 1885.

Frank D. Adams, Notes on the microscopic structure of some rocks of the Quebec group. Appendix to the Annual Report of the Canadian geol. Survey for 1882.

— Rocks collected in the Yukon District and adjacent northern portion of British Columbia. Geol. Survey of Canada. Report 1887.

Sam. Allport, On the diorites of the Warwickshire coalfield. Q. J. G. S. 1879. XXXV. No. 139. 637—642.

A. Andreae und A. Osann, Tiefencontacte an den intrusiven Diabasen von New Jersey. Verhdl. naturhist.-med. Ver. Heidelberg. N. F. V. 1. 1892.

G. Angelbis, Petrographische Beiträge. Inaug.-Diss. Bonn 1877.

Ett. Artini, Studii petrografici su alcune rocce del Veneto. Giorn. di min., cris. e petrogr. Pavia 1890. I. fasc. 2.

G. Attwood, A contribution to South American geology, with an Appendix by T. G. Bonney. Q. J. G. S. 1879. XXXV. No. 139. 582—590.

H. Bäckström, Über fremde Gesteinseinschlüsse in einigen skandinavischen Diabasen. Bihang till K. Svenska Vet.-Akad. Handlingar. XVI. Afd. II. No. 1. 1890.

Ch. Barrois, Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. Lille 1882.

— Sur un filon de gabbro, falaise de la Mort-Anglaise (Finistère). Bull. Soc. géol. Fr. (3.) VI. 1878. 178.

— Observations préliminaires sur les roches des environs de Lanmeur (Finistère). Ann. Soc. géol. du Nord. 1888. XV. 238.

— Filons de la Rade de Brest. Bull. Soc. géol. Fr. 1886. (3.) XIV. 694.

— Sur les éruptions diabasiques siluriennes du Menez-Hom. Paris 1890.

W. S. Bayley, Notes of microscopical examinations of rocks from the Thunder Bay Silver District. Annual Report (New series) of geological Survey of Canada. III. part II. 1889. 115.

— The eruptive and sedimentary rocks of Pigeon Point, Minnesota, and their contact phenomena. U. S. geol. Survey Bull. No. 109. Washington 1893.

Beaugey, Calcaire albitifère de Bedous, Basses-Pyrénées. Bull. Soc. min. Fr. 1890. XIII. 57.

R. Beck, Erläuterungen zu Section Adorf, Pirna, Königstein-Hohnstein und Kreischa-Hänichen der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1892, 1893.

R. Beck und J. Hibsch, Erläuterungen zu Section Grosser Winterberg-Tetschen der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1895.

Fr. Becke, Die Gesteine Griechenlands. T. M. P. M. 1878. I. 485.

Geo. F. Becker, The geology of the Comstock Lode and the Washoe district. Washington 1882.

M. Belowsky, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere von Tulcan bis zu den Escaleras-Bergen. Berlin 1892.

A. Bensaude, Sur un tuf diabasique contenant des fossiles. Communicações da Comm. dos trab. geol. do Portugal. Lisboa 1892. II. 228.

A. Bergeat, Zur Geologie der massigen Gesteine der Insel Cypern. T. M. P. M. 1892. XII. 263.

J. Bergeron, Note sur les roches éruptives de la Montagne Noire. Bull. Soc. géol. Fr. 1888. (3.) XVII. 54.

— Etude géologique du Massif ancien situé au sud du plateau central. Paris 1889.

W. Bergt, Beiträge zur Petrographie der Sierra Nevada de Sa. Maria und der Sierra de Perijá in Columbia. T. M. P. M 1888. X. 271.

H. Blanck, De lapidibus quibusdam viridibus in saxo rhenano, quod vocatur Grauwacke, repertis. Bonae 1865.

T. G. Bonney, Note on the microscopic structure of some Welsh rocks. Q. J. G. S. 1878. XXXIV. No. 133. 144—146.

R. Brauns, Diabas mit geflossener Oberfläche von Quotshausen. Z. D. G. G. 1889. XLI. 491.

— Diabasglas und Variolit als randliche Ausbildungsform übereinander geflossener Diabasströme von Homertshausen. Ibid. 502.

— Systematik der Diabas-, Melaphyr- und Basaltgesteine. Ibid. 532.

— Albit, Analcim, Natrolith, Prehnit und Kalkspath, Verwitterungsproducte eines Diabases von Friedensdorf bei Marburg. L. J. 1892. II. 1.

W. C. Brögger, Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesund-Skien. Nyt Magazin för Naturvid. XXVIII. 1884. 253—419.

— Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. Kristiania 1882. 311 sqq.

— Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Leipzig 1890.

L. Bucca, Studio petrografico su alcune roccie dell' Iglesiente, Sardegna. Roma 1888. In Mem. descritt. della Carta geol. d'Italia. IV.

— Contribuzione allo studio geologico dell' Abissinia. Atti Accad. Gioen. di Sc. nat. Catania. (4.) IV. 1892.

L. Buchrucker, Die Mineralien der Erzlagerstätten von Leogang im Kronlande Salzburg. Z. X. 1891. XIX.

H. Bücking, Die Diabase des Wollenbergs in: H. Spranck: Der Wollenberg bei Wetter und dessen Umgebung. Marburg 1878.

K. Busz, Über einige Eruptivgesteine aus Devonshire in England. L. J. 1896. I. 57.

Salv. Calderon y Arana, Rocas eruptivas de Almadén. Anal. Soc. Esp. hist. nat. 1884. XIII.

Salv. Calderon y Arana, Ofita de Trasmiera (Santander). Ibid. 1878. VII.
— Modifications des roches ophitiques de Moron. C. R. 1890. 8 septembre.
S. Calderon y Arana y Franc. Rodriguez Quiroga, Erupcion ofitica de Molledo, Santander. Ibid. 1877. VI.
H. D. Campbell and W. G. Brown, Composition of certain mesozoic igneous rocks of Virginia. Bull. geol. Soc. of America. 1891. II. 339.
R. Canaval, Das Kiesvorkommen von Kallwang in Obersteier und der darauf bestandene Bergbau. Mitth. d. naturw. Ver. für Steiermark. 1894. Graz 1895.
G. Casella, Diabase uralitizzata od epidiorite della Torre del Romito nei Monti Livornesi. Giorn. di min., crist. e petr. 1893. IV.
A. Cathrein, Proterobas von Leogang. L. J. 1883. II. 183.
C. Chelius, Die Quarzite und Schiefer am Ostrand des rheinischen Schiefergebirges und deren Umgebung. Marburg 1881.
— Erläuterungen zu Blatt Rossdorf und Darmstadt der geolog. Karte des Grossh. Hessen. Darmstadt 1886, 1891.
J. Chelussi, Il diabase di Pettenasco sul Lago d'Orta. Giorn. di min., crist. e petr. 1890. I. 4. Pavia.
C. Chewings, Beiträge zur Kenntniss der Geologie Süd- und Central-Australiens nebst einer Übersicht des Lake Eyre-Beckens und seiner Randgebirge. Heidelberg 1894.
K. von Chrustschoff, Vorläufige Mittheilung über die von Herrn J. Lopatin an der Steinigen (Podkamennaja) Tunguska gesammelten Gesteine. Mél. géol. et paléont. Petersburg 1891. I. 81.
— Sur la formation trappienne de la Toungouska Pierreuse (Sibérie septentrionale). C. R. 25 mai 1891.
E. Cohen, Erläuternde Bemerkungen zu der Routenkarte einer Reise von Lydenburg nach den Goldfeldern und von Lydenburg nach der Delagoa-Bay im südöstlichen Afrika. II. Jahresbericht der Hamburger geographischen Gesellschaft. Hamburg 1876.
— Über die sogenannten Hypersthenite von Palma. L. J. 1876. 747—752.
— Über einige Vogesengesteine. L. J. 1883. I. 201.
— Geognostisch-petrographische Skizzen aus Süd-Afrika. L. J. B.-B. V. 1887. 195.
E. Cohen und W. Deecke, Das krystalline Grundgebirge der Insel Bornholm. 1889.
— Über Geschiebe aus Neu-Vorpommern und Rügen. Mitth. d. naturw. Ver. f. Neu-Vorp. u. Rügen. 1891. XXIII.
Gr. A. J. Cole, The variolite of Ceryg Gwladys, Anglesey. Scient. Proc. Roy. Dublin Soc. 1891. 112.
— The variolite of Annalong, Co. Down. Scient. Proc. Roy. Dublin Soc. VII. 511. 1892. Dublin.
Gr. A. J. Cole and J. W. Gregory, The variolitic rocks of Mont Génèvre. Q. J. G. S. 1890. XLVI. 295.
Gr. A. J. Cole and A. V. Jennings, The northern slopes of Cader Idris. Q. J. G. S. 1889. XLV. No. 199. 422.
A. P. Coleman, Microscopic petrography of the drift of Central Ontario. Transact. Roy. Soc. Canada. sect. III. 1887. 45.
L. Cornet, Die Glimmerdiabase von Steinach am Brenner Joch. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1888. XXXVIII. 591.
Geo. S. Corstorphine, Über die Massengesteine des südlichen Theiles der Insel Arran, Schottland. T. M. P. M. 1895. XIV. 443.

Alf. Cossa, Sulla massa serpentinosa di Monteferrato, Prato. Bollet. Comit. geol. Italia. 1881. No. 5 u. 6.

Ch. Whitman Cross, On a series of peculiar schists near Salida, Colorado. Proceed. Color. Scient. Soc. Denver 1893. 1.

G. E. Culver and Wm. H. Hobbs, On a new occurrence of olivine diabase in Minnehaha County, South Dakota. Transact. Wisconsin Acad. 1892. VIII. 206. Madison.

J. Curie et G. Flamand, Etude succincte sur les roches éruptives de l'Algérie.

P. Dahms, Über einige Eruptivgesteine aus Transvaal in Südafrika. L. J. B.-B. VII. 1890. 90.

K. Dalmer, Erläuterungen zu Section Planitz-Ebersbrunn und Rosswein-Nossen der geolog. Specialkarte von Sachsen. Leipzig 1885, 1887.

Ed. S. Dana, Trap rocks of the Connecticut Valley. Proceed. Americ. Assoc. for the advancement of science. Hartford Meeting. Aug. 1874.

J. D. Dana, Additional observations on the Jura-Trias trap of the New Haven region. Amer. Journ. 1892. XLIV. 165.

J. Fr. E. Dathe, Mikroskopische Untersuchungen über Diabase. Z. D. G. G. 1874. XXVI. 1—40.

— Diabas im Culm bei Ebersdorf in Ostthüringen. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1881. Berlin 1882.

— Die Variolit-führenden Culm-Conglomerate bei Hausdorf in Schlesien. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1882. Berlin 1883. 228—262.

— Geologische Beschreibung der Umgebung von Salzbrunn. Abhdl. k. preuss. geol. Landesanst. 1892. N. F. Heft 13.

W. M. Davis and Ch. L. Whittle, The intrusive and extrusive triassic trap sheets of the Connecticut Valley. Bull. Mus. Compar. Zool. at Harvard Coll. XVI. No. 6. 1889.

W. Deecke, Der Granitstock des Elsässer Belchen in den Südvogesen. Z. D. G. G. 1891. XLIII. 839.

A. Delesse, Sur la variolite de la Durance. Ann. min. 1850. XVII. 116—131.

Corn. Doelter, Der geologische Bau, die Gesteine und Mineralien des Monzonigebirges in Tyrol. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1875. XXV. 207—246.

— Die Vulkane der Capverden und ihre Producte. Graz 1882.

R. von Drasche, Petrographisch-geologische Beobachtungen an der Westküste Spitzbergens. T. M. M. 1874. 261—266.

— Fragmente zu einer Geologie der Insel Luzon. Wien 1878.

H. Eck, Geognostische Beschreibung der Gegend von Baden-Baden, Rothenfels, Gernsbach und Herrenalb. Abhdl. k. pr. geol. Landesanst. N. F. Heft 6. Berlin 1892.

F. Eichstädt, Om quartsit-diabaskonglomeratet från bladen Nydala, Vexiö och Karlshamm. G. F. i St. Förhdl. 1885. VII. No. 95. 610—630.

— Om uralitdiabas, en följeslagaere till gangförmigt uppträdande småländska quartsporfyrer. G. F. i St. Förhdl. 1883. VI. No. 84. 700—716.

— Pyroxen och amfibolförande bergarter från mellersta och östra Småland. Bihang till K. Svenska Vet.-Akad. Handl. 1887. XI. No. 14.

V. Elsden, Note on the igneous rocks of the Lleyn Promontory. Geol. Mag. July 1888. (3.) V. No. 289. 303.

Ben. K. Emerson, On the dykes of micaceous diabase penetrating the beds of

zinc ore at Franklin Furnace, Sussex Co., New Jersey. Amer. Journ. 1882. XXIII. No. 137. 376—380.

Ben. K. Emerson, The Deerfield Dyke and its minerals. Amer. Journ. 1882. XXIV. 195—202, 270—278, 349—359.

J. W. Evans, The geology of Matto Grosso. Q. J. G. S. 1894. L. 85.

E. von Fedorow, Mineralogisches aus dem nördlichen Ural. T. M. P. M. 1894. XIV. 143.

H. von Foullon, Über die Eruptivgesteine Montenegros. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 102.

— . Über Gesteine und Minerale von der Insel Rhodus. S. W. A. 1891. C. Abth. 1. 144.

Fr. Fouqué et A. Michel-Lévy, Notes sur les roches accompagnant et contenant le diamant dans l'Afrique australe. Bull. Soc. min. Fr. 1879. II. 216—228.

— Reproduction artificielle des diabases etc. C. R. 1881. XCII. 14 Avril. Bull. Soc. min. Fr. 1886. IV. 275.

Howard Fox and J. J. H. Teall, Notes on some coast sections at the Lizard. Q. J. G. S. 1893. XLIX. 199.

S. Franchi, Notizie sopra alcune metamorfosi di eufotidi e diabasi nelle Alpi Occidentali. Boll. R. Com. geol. d'Ital. 1895. XXVI. 181.

P. Frazer, On the traps of the mesozoic sandstone in York and Adams Counties, Pa. Second geol. Survey of Pa. 1874. C. 115—129. Harrisburg 1876.

F. Frech, Untersuchungen über spanische Gesteine. (von Lasaulx, Vorträge u. Mittheilungen. 1882. 63.)

B. Frosterus, Om en diabas i Föglö i den ålandska skjärgården. G. F. i St. Förhdl. 1893. XV. 275.

— Beskrifning till Kartbladet Mariehamn, Föglö. Finlands geologiska Undersökning. Helsingfors 1892, 1894.

B. Frosterus och J. J. Sederholm, Beskrifning till Kartbladet Finström. Helsingfors 1890.

Arch. Geikie, On the carboniferous volcanic rocks of the basin of the Firth of Forth, their structure in the field and under the microscope. Trans. Roy. Soc. Edinburg. XXIX. 1. 1879.

— On the supposed precambrian rocks of St. Davids. Q. J. G. S. XXXIX. No. 155. 1883. 261—325.

Eug. Geinitz, Über einige Variolite aus dem Dorathale bei Turin. T. M. P. M. 1878. I. 136—153.

— Proterobas von Ebersbach und Kottmarsdorf in der Oberlausitz. Isis. 1878. III u. IV.

— Über einige Lausitzer Porphyre und Grünsteine, sowie den Basalt aus dem Stolpener Schlossbrunnen. Isis. 1886. Abhdl. 2.

V. Goldschmidt, Über Verwendbarkeit einer Kaliumquecksilberjodid-Lösung. L. J. 1881. B.-B. I. 179.

J. G. Goodchild, Note on the minerals observed in the railway cutting at Barnton, near Edinburgh. Trans. Edinburgh geolog. Soc. 1893. VI. 301.

J. Götz, Untersuchung einer Gesteinssuite aus der Gegend der Goldfelder von Marabastad. L. J. B.-B. IV. 1885. 110—177.

H. Grebe, Erläuterungen zu Blatt Pfalzel, Trier und Schweich der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1892.

H. Grebe, A. Leppla und F. Rolle, Erläuterungen zu Blatt Nohfelden, Birkenfeld und Freisen der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1894.

J. W. Gregory, On the variolitic diabase of the Fichtelgebirge. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 45.

G. Greim, Die Diabascontactmetamorphose bei Weilburg an der Lahn. L. J. 1888. I. 1.

A. von Groddeck, Zur Kenntniss einiger Sericitgesteine, welche neben und in Erzlagerstätten auftreten. L. J. B.-B. II. 72—138. 1882.

T. T. Groom, On a tachylyte associated with the gabbro of Carrock Fell in the Lake District. Q. J. G. S. 1889. XLV. No. 178. 298.

C. W. Gümbel, Die palaeolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. München 1874.

— Geognostische Mittheilungen aus den Alpen. Sitzber. K. Bayr. Akad. Wiss. München. 1. März 1873. X. 14—88.

— Variolit von Berneck im Fichtelgebirge. L. J. 1876. 42.

G. Gürich, Beiträge zur Kenntniss der niederschlesischen Thonschieferformation. Z. D. G. G. 1882. XXXIV. 691—734.

— Beiträge zur Geologie von Westafrika. Z. D. G. G. 1887. XXXIX. 112.

Hjalmar Gylling, Zur mikroskopischen Physiographie finnischer Eruptivgesteine. Helsingfors 1880.

— Zur Geologie der cambrischen Arkose-Ablagerungen im westlichen Finnland. Z. D. G. G. 1887. XXXIX. 770.

H. Haas, Beiträge zur Geschiebekunde der Herzogthümer Schleswig-Holstein. Kiel 1885.

V. Hansel, Die Eruptivgesteine im Gebiete der Devonformation in Steiermark. T. M. P. M. VI. 53. 1884.

T. Harada, Die japanischen Inseln. I. Berlin 1890.

A. Harker, On the eruptive rocks in the neighbourhood of Sarn, Caernarvonshire. Q. J. G. S. 1888. XLIV. No. 175. 442.

— On some Anglesey dykes. Geol. Mag. 1887. Dec. (3.) IV. No. 420. 546. — June 1888. (3.) V. No. 288. 267.

— The Bala volcanic series of Caernarvonshire and associated rocks. Cambridge 1889. (L. J. 1890. II. -261-.)

— Petrological notes on rocks from the Cross Fell Inlier. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 512.

B. J. Harrington, Notes on a few dykes cutting Laurentian rocks more especially with reference to their microscopic structure. Canadian Naturalist. VIII. No. 6. 1877.

— Report on the minerals of the apatite bearing veins etc. Montreal 1879.

F. H. Hatch, Memoir on sheets 138 and 139 of the map of the geological Survey of Ireland. 1888.

— Note on the Wicklow greenstones. Geol. Mag. 1889. (3.) VI. No. 300. 261.

G. W. Hawes, Mineralogy and lithology of New Hampshire. Concord 1878. 150—159.

— On a group of dissimilar eruptive rocks in Campton, New Hampshire. Amer. Journ. XVII. Febr. 1879. 147—151.

— On the mineralogical composition of the normal mesozoic diabase upon the atlantic border. Proceed. U. S. National Museum. 1881. 129.

Er. Haworth, A contribution to the archaean geology of Missouri. Minneapolis 1888.

J. Hazard, Erläuterungen zu Section Moritzburg-Klotzsche und Löbau-Neusalza der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1892, 1894.

H. Hedström, Studier öfver bergarter från morän vid Visby. G. F. i St. F. 1894. XVI. 247.

A. Heim, Die Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Mit einem Anhange von petrographischen Beiträgen von C. Schmidt. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Lieferung 25. Bern 1891.

J. Heinemann, Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel 1879.

Amund Helland, Mikroskopisk undersoegelse af en del bergarter i det nordlige Norge. Tromsoe Museums Aarshefter 1878.

R. Helmhacker, Über Diabas von Almaden. T. M. M. 1877. 13—17.

Gust. Herbst, Schöner Olivindiabas aus dem Diluvium der Egeln'schen Mulde. Leopoldina. Mai 1880. 77—80.

O. Herrmann, Erläuterungen zu Section Bautzen-Wilthen, Bischofswerda, Pulsnitz, Radeburg, Schönfeld-Ostrand, Schirgiswald-Schluckenau und Walka-Lippitsch der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1890—1894.

R. Herz, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Pululagua bis Guagua-Pichincha. Berlin 1892.

A. Hettner und G. Link, Beiträge zur Geologie und Petrographie der columbianischen Anden. Z. D. G. G. 1888. XL. 205.

J. Em. Hibsch, Die Insel älteren Gebirges und ihre nächste Umgebung im Elbthale nördlich von Tetschen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1892. XLI. 240.

Wm. H. Hobbs, On the petrographical characters of a dyke of diabase in the Boston Basin. Bull. Mus. comp. Zool. Harvard College. XVI. No. 1. 1888.

B. Hobson, On the igneous rocks of the South of the Isle of Man. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 432.

E. O. Hovey, Observations on some of the trap ridges of the East Haven-Branford Region. Amer. Journ. XXXVIII. 361. Nov. 1889.

— Über Gangdiabase der Gegend von Rio de Janeiro und über Salit von Sala in Schweden. T. M. P. M. 1893. XIII. 211.

A. W. Howitt, Notes on the geological structure of North Gippsland. Geolog. Survey of Victoria. IV. 1877. Melbourne and London. 75—117.

W. Maynard Hutchings, Notes on altered igneous rocks from Tintagel, North-Cornwall. Geol. Mag. 1889. (3.) VI. No. 296. 53 u. No. 297. 101.

— An interesting contact-rock, with notes on contact-metamorphism. Geol. Mag. 1895. (4.) II. März und April.

Hyades, Géologie du Cap Horn. Paris 1887.

J. Shearson Hyland, On some epidiorites of North-West Ireland. Proceed. Roy. Dublin Soc. 1890. 405.

R. D. Irving, On the paramorphic origin of the Hornblende in the crystalline rocks of the northwestern states. Amer. Journ. 1883. XXVI. No. 151. 27.

— The copper-bearing rocks of Lake Superior. U. S. geol. Survey Monographs V. Washington 1883.

R. D. Irving and Ch. R. van Hise, The Penokee Iron-bearing Series of Michigan and Wisconsin. U. S. geol. Survey Monographs XIX. Washington 1892.

K. Jimbo, Explanatory text to the geological map of Hokkaido. Tokyo 1890.
— General geological sketch of Hokkaido with special reference to the petrography. Hokkaido 1892.
C. von John, Über krystallinische Gesteine Bosniens und der Hercegowina. Wien 1880.
— Über die von H. Dr. Mähner aus Persien mitgebrachten Eruptivgesteine. Jahrb. k. k. geol. R. 1885. XXXV. 37—46.
— Über ältere Eruptivgesteine Persiens. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 111 und Verhdl. k. k. geol. R. 1884. No. 3. 35.
Em. Kayser, Über die Contactmetamorphose der körnigen Diabase im Harz. Z. D. G. G. 1870. XXII. 103.
K. Keilhack, Der Koschenberg bei Senftenberg. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. zu Berlin für 1892. 177. Berlin 1893.
J. F. Kemp and V. F. Marsters, The trap dykes in the Lake Champlain Valley and the neighbouring Adirondacks. Trans. New York Acad. Sc. 1891. XI. 13.
Th. Kjerulf, Beskrivelse af en raekke norske bergarter. Kristiania 1892.
Ad. Klautzsch, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Rio Hatuncama bis zur Cordillera de Llangagua. Berlin 1893.
G. Klemm, Erläuterungen zu Sectionen Neustadt-Hohwald, Baruth-Neudorf, Stolpen und Pilsnitz der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1893.
F. Klockmann, Über Basalt-, Diabas- und Melaphyr-Geschiebe aus dem norddeutschen Diluvium. Z. D. G. G. 1880. XXXII. 408—416.
— Charakteristische Diabas- und Gabbrotypen unter den norddeutschen Diluvialgeschieben. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1885. Berlin 1886. 322.
J. H. Kloos, Geognostisch-geographische Beobachtungen im Staate Minnesota. Inaug.-Diss. Berlin 1877.
— Über Uralit und die structurellen Verschiedenheiten der Hornblende in einigen Gesteinen des Schwarz- und Odenwaldes. 58. Vers. deutscher Naturf. u. Ärzte 1885. Strassburg i. E. Tageblatt.
— Ein Uralitgestein von Ebersteinburg im nördlichen Schwarzwald. L. J. 1885. II. 82.
— Mikroskopische Untersuchung der von Prof. Martin mitgebrachten Gesteine aus Westindien. Sammlungen des geolog. Reichsmuseums. (2.) I. 14. Leyden 1887.
— Untersuchungen an Mineralien und Gesteinen aus Westindien (Holländisch-Guyana). Ibidem S. 111. Leyden 1889.
Bundjiro Koto, On some japanese rocks. Q. J. G. S. XL. No. 159. 1884. 431—457.
R. Küch, Beitrag zur Petrographie des westafrikanischen Schiefergebirges. T. M. P. M. 1884. VI. 93.
J. Kühn, Untersuchungen über pyrenäische Ophite. Z. D. G. G. 1881. XXXIII. 372.
A. Lacroix, Examen pétrographique d'une diabase carbonifère de Dumbarton, Ecosse. C. R. 1886. CIII. 824. (L. J. 1888. II. -420-.)
— Sur la transformation des feldspaths en dipyre. Bull. Soc. min. Fr. 1891. XIV. 16.
— Les phénomènes de contact de la lherzolite et de quelques ophites des Pyrénées. Bull. du Service de la Carte géol. de la France. VI. No. 42. Paris 1895.
A. C. Lane, The geology of Nahant. Proceed. Boston Soc. nat. hist. 1888. XXIV. 91.
— Microscopic characters of rocks and minerals of Michigan. Rep. of the State Board of geol. Survey for the years 1891 and 1892. Lansing 1893. 177.

H. O. Lang, Erratische Gesteine aus dem Herzogthum Bremen. Aus: Abhandl. herausg. v. naturw. Ver. zu Bremen. Göttingen 1879. 106—121.

A. de Lapparent, Note sur les roches éruptives de l'île de Jersey. Ann. Soc. scient. Bruxelles 1892. XVI. 2. partie.

C. Lapworth and W. W. Watts, The geology of South Shropshire. London 1894.

A. von Lasaulx, Beiträge zur Mikromineralogie. Pogg. Ann. CXLVII. 141—157 u. 283—306. 1871.

— Über die Eruptivgesteine des Vicentinischen. Z. D. G. G. 1873. XXV. 230.

— Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine im Gebiete von Saar und Mosel. Verhdlg. naturh. Ver. der preuss. Rheinl. u. Westph. XXXV. 1878.

— Petrographische Skizzen aus Irland. T. M. P. M. 1878. 409—449.

A. C. Lawson, Rapport sur la géologie de la region du Lac des Bois. Geol. and nat. hist. Survey Canada. 1885. I.

— Report on the geology of Rainy Lake Region. Geol. Survey of Canada. Annual Report 1887. Montreal 1888.

— Notes on some diabase dykes of the Rainy Lake Region. Proceed. Canad. Institution. Toronto 1887.

— Petrographical differentiations of certain dykes of the Rainy Lake Region. Amer. Assoc. for the Adv. of Sc. XXXVIII u. Amer. Geologist. March 1891.

— The laccolitic sills of the North-West Coast of Lake Superior. Geol. and nat. hist. Survey of Minnesota. No. 8. 24. Minneapolis 1893.

H. Lenk, Über Gesteine aus Deutsch-Ostafrika. Aus: „Baumann, Durch Massailand zur Nilquelle". 1894.

R. Lepsius, Das westliche Süd-Tyrol. Berlin 1878.

K. L. Th. Liebe, Die Diabase des Voigtlandes und Frankenwaldes. L. J. 1870. 1—20.

K. Th. Liebe und E. Zimmermann, Die zonenweise gesteigerte Umwandlung der Gesteine in Ostthüringen. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1884. 148. Berlin 1885.

— Erläuterungen zu Blatt Weida, Naitschau und Greiz der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1893.

Th. Liebisch, Die in Form von Diluvialgeschieben in Schlesien vorkommenden massigen Gesteine. Breslau 1874.

W. Lindgren, Eruptive rocks from Montana. Tenth Census of the U. S. 1880. XV. 719.

— Petrographical notes from Baja California, Mexico. Proceed. Cal. Acad. Sc. 1889. (2.) II.

F. Loewinson-Lessing, Die Variolite von Jalguba im Gouvernement Olonez. T. M. P. M. 1884. VI. 281—300.

— Die mikroskopische Beschaffenheit des Sordawalits. T. M. P. M. 1887. IX. 61.

— Die Olonezer Diabasformation. St. Petersburg 1888.

H. Loretz, Erläuterungen zu Blatt Gross-Breitenbach, Gräfenthal und Königsee der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1892.

K. A. Lossen, Über den Spilosit und Desmosit Zincken's, ein Beitrag zur Kenntniss der Contactmetamorphose. Z. D. G. G. 1872. XXIV. 701—786.

— Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntniss des Harzes. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1880. Berlin 1881.

K. A. Lossen, Diabase der Wieder Schiefer und ihre Contactbildungen in Blatt Harzgerode, Pansfelde und Wippra. Erläuterungen zur geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1882 u. 1883.

— Studien an metamorphischen Eruptiv- und Sedimentgesteinen, erläutert an mikroskopischen Bildern. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1883. Berlin 1884 und ibidem für 1884. Berlin 1885.

— Über das Auftreten metamorphischer Gesteine in den alten palaeozoischen Gebirgskernen von den Ardennen bis zum Altvatergebirge und über den Zusammenhang dieses Auftretens mit der Faltenverbiegung (Torsion). Sitzber. d. Ges. naturf. Freunde. Berlin 1885. 29.

— Vergleichende Studien über die Gesteine des Spiemonts und des Bosenbergs bei St. Wendel und verwandte benachbarte Eruptivtypen aus der Zeit des Rothliegenden. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1889. 258. Berlin 1890.

B. Lotti, Descrizione geologica dell' Isola d'Elba. Roma 1886.

J. Machado, Beiträge zur Petrographie der südwestlichen Grenze von Minas Geraes und S. Paulo. T. M. P. M. 1888. IX. 518.

C. A. McMahon, Notes on some tachylytes, metamorphosed tuffs and other rocks of igneous origin on the western flank of Dartmoor. Q. J. G. S. 1894. L. 338.

J. Macpherson, Estudio geologico y petrografico del Norte de la provincia de Sevilla. Madrid 1879.

— Descripcion de algunas rocas que se encuentran en le Serrania de Ronda. Madrid 1879.

— Sobra los caracteres petrograficos de las ofitas de las cercanias de Biarritz. Anal. Soc. Esp. de hist. nat. 1877. VI.

— Résumé d'une description des ophites et des téschénites du Portugal. Bull. Soc. géol. Fr. (3.) X. 289—295. 1882.

— De la posibilidad de producirse un terreno apparentemente triasico con los materiales de la Creta. Anal. Soc. Esp. hist. nat. 1879. VIII. 485.

— Apuntes petrographicos de Galicia. Anal. Soc. Esp. hist. nat. X. 1881.

— Etude sur les roches éruptives recueillies par M. Choffat dans les affleurements sécondaires au Sud du Sado. Lisboa 1887.

W. D. Matthew, The effusive and dyke rocks near St. John, N. B. Trans. New York Acad. of Sc. 1895. XIV. 187.

E. Mattirolo, Intorno ad alcune roccie della Valle del Penna nell' Apennino Ligure. Rendic. Accad. Lincei. 20 Juni 1886.

H. B. Mehner, Die Porphyre und Grünsteine des Lennegebietes in Westphalen. T. M. M. 1877. 172—177.

G. P. Merrill, On the collection of Maine building stones in the U. S. National Museum. Proceed. U. S. Nat. Mus. 1883. VI. No. 12.

A. Michel-Lévy, Note sur quelques ophites des Pyrénées. Bull. Soc. géol. Fr. (3.) VI. 156—176. 1878.

— Mémoire sur la variolite de la Durance. Bull. Soc. géol. Fr. 1877. V. (3.) 232—266.

— Structure et composition minéralogique de la variolite de la Durance. C. R. 5 février 1877.

— Sur les roches éruptives basiques cambriennes du Mâconnais et du Beaujolais. Bull. Soc. géol. Fr. (3.) XI. 273—302.

A. Michel-Lévy et Bergeron, Etude géologique de la Serrania de Ronda. Mém. prés. par div. sav. Paris 1889. XXX. 220.

L. Milch, Die Diabasschiefer des Taunus. Z. D. G. G. 1889. XLI. 394.

— Petrographische Untersuchung einiger ostalpiner Gesteine. In: Fr. Frech, Die Karnischen Alpen. Halle a. S. 1892.

G. A. F. Molengraaff, Beitrag zur Geologie der Umgegend der Goldfelder auf dem Hoogeveld in der südafrikanischen Republik. L. J. B.-B. IX. 1894. 174.

H. Möhl, Diabas von Mentagarioni an der Südküste von Borneo. L. J. 1874. 790.

— Der Diabas vom Bielstein bei Brilon und sein Umwandlungsproduct. L. J. 1875. 710.

— Über Teschenite. L. J. 1875. 694—700.

— Die Eruptivgesteine Norwegens. Christiania 1877.

C. A. Müller, Die Diabase aus dem Liegenden des ostthüringischen Unterdevons. Gera 1884.

M. Neef, Über seltenere krystallinische Diluvialgeschiebe der Mark. Z. D. G. G. XXXIV. 1882. 462—499.

Jul. Niedzwiedzki, Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des westlichen Balkan. S. W. A. LXXIX. März 1879.

O. Nordenskjöld, Über basische Ergussgesteine aus dem Elfdalener Porphyrgebiet. Bull. Geol. Institute of Upsala. I. No. 2. 1893.

V. Novarese, Nomenclatura e sistematica delle roccie verdi nelle Alpe Occidentali. Boll. R. Com. geol. d'Ital. 1895. XXVI. 164.

A. Osann, Report on the rocks of Trans-Pecos Texas. Geol. Survey of Texas. 4th Annual Rep. 123. Austin 1893.

Ch. Pallache, The Lherzolite-serpentine and associated rocks of the Potrero, San Francisco. Univ. of Calif. Bull. Dep. of geol. 1894. I. 161.

C. F. Parona, Sugli schisti silicei a radiolarie di Cesana presso il Monginevra. Atti R. Acc. Torino 1892. XXVII. 197.

H. B. Patton, Microscopic study of some Michigan rocks. Rep. of the State Board of geol. Survey for the years 1891 and 1892. Lansing 1893. 189.

Th. Petersen, Untersuchungen über die Grünsteine. L. J. 1872. 573.

Petiton, Sur les roches éruptives de la Cochinchine française. Bull. Soc. min. Fr. V. 1882. 131.

J. Arth. Phillips, On the so-called greenstones of Western Cornwall. Q. J. G. S. 1876. XXXII. No. 126. 155—180.

— On the chimical and mineralogical changes which have taken place in certain eruptive rocks of North-Wales. Q. J. G. S. 1877. XXXIII. 423—429.

— On the so-called greenstones of Central and Eastern Cornwall. Q. J. G. S. 1878. XXXIV. 471—496.

Giu. Piolti, Contribuzioni allo studio della variolite del Monte Gimont. Atti R. Accad. Sc. Torino 1893/94. XXIX. 76.

— Sopra alcune rocce del Bacino del Monte Gimont (Alta Valle di Susa). Mem. R. Accad. Sc. Torino 1895. (2.) XLV.

J. Postlethwaite, Notes on an intrusive sheet of diabase and associated rocks at Robin Hood, near Bassenthwaite. Q. J. G. S. 1893. XLIX. 531.

K. Preiss und K. Vrba, Über einige Mineralien aus dem Diabas von Kuchelbad. Sitzber. k. böhm. Ges. d. Wiss. 14. Nov. 1879.

G. Primics, Die geologischen Verhältnisse der Fogarascher Alpen und des be-

nachbarten rumänischen Gebirges. Mitth. aus d. Jahrb. d. k. ungar. geolog. Anst. 1884. VI: Heft 9.

Raph. Pumpelly, Metasomatic development of the copper bearing rocks of Lake Superior. Proceed. of the American Academy of Arts and Sciences. XIII. 1878.

Franc. Quiroga, Ofita de S. Vicente de la Barquera (Santander). Anal. Soc. Esp. de hist. nat. 1885. XIV. 105.

— Noticias petrograficas. Anal. Soc. Esp. de hist. nat. 1885. XIV. 94.

— Observaciones geologicas hechas en el Saharâ occidental. Anal. Soc. Esp. de hist. nat. 1889. XVIII. 313.

— Gneis y diabase del valle de Miñor (Pontevedra). Anal. Soc. Esp. de hist. nat. 1892. (2.) I. (XXI.)

C. Raisin, On the lower limit of the Cambrian series in NW. Caernarvonshire. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 329.

— Variolite of the Lleyn and associated volcanic rocks. Q. J. G. S. 1893. XLIX. 145.

W. Ramsay, Om Hoglands geologiska byggnad. G. F. i St. Förhdl. 1890. XII. 471.

F. Leslie Ransome, The eruptive rocks of Point Bonita. Univ. of Calif. Bull. Dep. of geol. 1893. I. 71.

G. vom Rath, Der Monzoni im südöstlichen Tyrol. Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilkunde in Bonn. 8. März 1875.

— Beiträge zur Petrographie. Z. D. G. G. 1875. XXVII. 357—372.

K. A. Reiser, Über die Eruptivgesteine des Allgäu. T. M. P. M. X. 500. 1889.

A. Renard, Note sur la diabase de Challes. Bull. Acad. Roy. de Belgique. No. 8. 1878.

J. W. Retgers, Mikroskopisch onderzoek eener verzameling gesteenten uit de afdeeling Martapoera, zuider- en ooster afdeeling van Borneo. Jaarb. v. h. Mijnw. in Nederl. Oost-Indië. 1891. XX.

— Mikroskopische Beschrijving van gesteenten afkomstig van de Oostkust van Borneo verzameld door den Mijningenieur J. A. Hooze. Ibid. 1895.

— Mikroskopisch onderzoek van gesteenten uit Nederlandsch Oost-Indië. Ibid. 1895.

H. H. Reusch, Gang med hornblendeförende diabas paa Hovedöen. Geol. Notiser fra Kristianiaegnen. Nyt Mag. 1883. XXVIII. 2. 147.

— Bommelöen och Karmöen geologisk beskrevne. Kristiania 1888.

— Jagttagelser fra en reise i Finmarken. Norges geologiske Undersökning. 1891. 22.

C. Riemann, Über die Grünsteine des Kreises Wetzlar und einige ihrer Contacterscheinungen. Bonn 1882.

C. E. M. Rohrbach, Über die Eruptivgesteine im Gebiete der schlesisch-mährischen Kreideformation. T. M. P. M. 1885. VII. 1—63.

H. Rosenbusch, Die Steiger Schiefer und ihre Contact-Metamorphose an den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald. Strassburg i. E. 1877.

— Die Gesteinsarten von Ekersund. Nyt Mag. f. Naturv. XVII. 4. Christiania 1882.

A. Rosiwal, Zur Kenntniss der krystallinischen Gesteine des centralen Balkan. Denkschr. W. A. W. 1890. LVII. 265.

— Aus dem krystallinischen Gebiete zwischen Schwarzawa und Zwittawa. Verhdl. k. k. geol. R. 1895. 445.

A. Rothpletz, Erläuterungen zu Section Frankenberg-Hainichen der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1881.

— Über Quarzdiabasporphyre im Silur zwischen Nossen und Niederwiesa. Z. D. G. G. 1878. XXX. 554—556.

Fr. Rutley, The eruptive rocks of Brent Tor and its neighbourhood. London 1878.

Fr. Sandberger, Die krystallinischen Gesteine Nassaus. Vortrag in der mineralog. Section d. Naturf.-Vers. zu Wiesbaden. 19. Sept. 1873.

Franz Schafarzik, Diabas von Doboj in Bosnien. F. K. 1879. IX. 439—442.

W. Schauf, Untersuchungen über nassauische Diabase. Inaug.-Diss. Leipzig 1879.

— Über die Diabasschiefer (Hornblende-Sericitschiefer K. Koch's) von Birkenfeld bei Eppenhain und von Vockenhausen im rechtsrheinischen Taunus. Z. D. G. G. 1891. XLIII. 914.

C. J. van Schelle, Opmerkingen over de geologie van een gedeelte der afdeeling Gorontalo, Residentie Menado. Jaarb. van het Mijnw. in Nederl. Oost-Indië. 1889. XVIII. 115.

Ad. Schenck, Die Diabase des oberen Ruhrthals und ihre Contacterscheinungen mit dem Lenneschiefer. Inaug.-Diss. Bonn 1884.

Osc. Schilling, Die chemisch-mineralogische Constitution der Grünstein genannten Gesteine des Süd-Harzes. Göttingen 1869.

E. Schmidt, Geognostische Beschreibung des mittleren und westlichen Theils der Kreishauptmannschaft Bautzen. Bautzen 1878.

M. Schröder, Erläuterungen zu Section Falkenstein der geolog. Specialkarte von Sachsen. Leipzig 1885.

M. Schuster, Mikroskopische Beobachtungen an californischen Gesteinen. L. J. B.-B. V. 1887. 451.

R. Schwerdt, Untersuchungen über Gesteine der chinesischen Provinzen Shantung und Liautung. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 198—233.

J. J. Sederholm, Studien über archäische Eruptivgesteine aus dem südwestlichen Finnland. Helsingfors 1891.

R. Senfter, Zur Kenntniss des Diabases. L. J. 1872. 673—699.

Seunes et Beaugey, Roches éruptives récentes des Pyrénées occidentales. C. R 1889. CIX. 509. (L. J. 1891. I. -265-.)

Th. Siegert, Erläuterungen zu Blatt Löbau-Herrnhut der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1894.

P. Siepert, Petrographische Untersuchungen an alten Ergussgesteinen. (Petrographische Untersuchung argentinischer Gesteine, ausgeführt im min.-petr. Inst. d. Univ. Berlin.) L. J. 1894. B.-B. IX. 393.

A. Sjögren, Om diamantfälten i Syd-Afrika. G. F. i St. Förhdl. VI. No. 71. 1882. 10—27.

W. J. Sollas, On the variolite and associated igneous rocks of Roundwood, Co. Wicklow. Scient. Proceed. Roy. Dublin Soc. 1893. VIII. part 1. 94.

Spranck, Der Wollenberg bei Wetter und dessen Umgebung. cf. Böcking, L. J. 1879. 371.

E. Stecher, Contacterscheinungen an schottischen Olivindiabasen. T. M. P. M. 1887. IX. 145.

C. de Stefani, Le rocce eruttive dell' Eocene Superiore nell' Apennino. Boll. Soc. geol. Ital. VIII. No. 2. 1889.

Th. Stein, Geht Diabas in Schalstein über? Darmstadt 1887.

Alfr. Stelzner, Petrographische Bemerkungen über Gesteine des Altaï. Aus Cotta's Altaï etc. Leipzig 1871.

Aug. Streng, Über die krystallinischen Gesteine von Minnesota in Nord-Amerika. L. J. 1877. 41—56.

— Über einen apatitreichen Diabas von Gräveneck. XXII. Ber. d. Oberh. Ges. f. Nat.- u. Heilk. 1883. 251—258.

Eug. Svedmark, Bidrag till Kännedomen om Vestgötabergens Trapp. Upsala 1875.

— Halle- och Hunnebergs Trapp, geognostiskt och mikroskopiskt undersökt. Sveriges geologiska undersökning. Stockholm 1878.

— Proterobas i södra och mellersta Sverige. G. F. i St. Förhdl. 1885. VII. No. 96. 689—699.

— Orsa Finmarks geologi. G. F. i St. Förhdl. 1895. XVII. 260.

E. B. Tawney, Woodwardian Laboratory notes. North Wales rocks. Geol. Mag. 1880. (2.) VII. No. 191 u. 196. 207—215 u. 452—458.

J. J. Harris Teall, On the chimical and microscopical characters of the Whin Sill. Q. J. G. S. 1884. XL. 640—657.

— Petrological notes on some North-of-England dykes. Q. J. G. S. XL. No. 158. 1884. 209—247.

— The metamorphosis of dolerite into hornblende-schist. Ibid. XLI. No. 162. 1885. 133—145.

Ph. Thomas, Recherches sur quelques roches ophitiques du Sud de la Tunisie. Bull. Soc. géol. Fr. 1891. (3.) XIX. 430.

A. E. Törnebohm, Über die wichtigeren Diabas- und Gabbro-Gesteine Schwedens. L. J. 1877. 258—274.

— Om Sveriges vigtigare Diabas- och Gabbro-Arter. Kong. Svenska Vetensk. Akad. Förhandl. XIV. No. 13. Stockholm 1877.

— Mikroskopisk undersökning af några bergartsprof från Grönland. G. F. i St. Förhdl. 1883. VI. No. 84. 692—700.

— Under Vega-Expeditionen insamlade bergarter petrografisk beskrifning. Vega-Exped. vetensk. Jakttag. IV. Stockholm 1884.

— Några grönstenar från Spetzbergen. G. F. i St. Förhdl. 1875. II. No. 27. 543.

— Charakteristik af bergartsprof insamlade af den Svenska expeditionen till Grönland år 1883. G. F. F. 1886. VIII. No. 103. 431.

— Om Falu grufvas geologi. G. F. i St. Förhdl. 1893. XV. 609.

P. J. Törnquist, Om diabasen på Ottfjället i Jemtland. G. F. i St. Förhdl. 1894. XVI. 175.

Fr. Toula, Zur Kenntniss der krystallinischen Gesteine des centralen Balkan. L. J. 1890. I. 265.

G. Tschermak, Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren geologischen Epoche. Wien 1869.

— Felsarten aus dem Caucasus. T. M. M. 1872. 111—112 u. 1875. 131—136.

H. W. Turner, The geology of Mount Diablo, Cal. Bull. Geol. Soc. of America. II. 383. 1891.

Ch. Vélain, Notes géologiques sur la Sibérie orientale d'après les observations faites par M. Martin dans son voyage d'exploration du lac Baikal, du bassin du fleuve Amour et du lac Khanka. Bull. Soc. géol. Fr. 1886. (3.) XIV. 132—166.

— Sur l'existence de diabases andésitiques à structure ophitiques dans le Lias moyen de la province d'Oran. Bull. Soc. géol. Fr. 1885. (3.) XIII. 576.

R. D. M. Verbeek, Topographische en geologische Beschrijving van Zuid-Sumatra. Jaarb. van het Mijnwesen in Ned. Oost-Indië. 1881.

— Topographische en geologische beschrijving van een gedeelte van Sumatra's Westkust. Batavia 1883.

A. Verri e E. Artini, Le formazioni con ofioliti nell' Umbria e nella Valdichiana. Rend. R. Istit. lomb. 1893. XXVI. fasc. XVI.

K. Vrba, Die Grünsteine aus der 1000-Meter-Teufe des Adalbert-Schachtes bei Przibram. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen.

— Die Grünsteine des Przibramer Erzreviers. T. M. M. 1877. 224—242.

M. E. Wadsworth, Notes on the mineralogy and petrography of Boston and vicinity. Proceed. of the Boston Soc. of nat. hist. XIX. May 1877. 217—237.

— Notes on the petrography of Quincy and Rockport. Ibid. XIX. 20 Febr. 1878. 309—316.

— Marblehead diabase. Harvard University Bull. 1882. No. 22. 359.

— Preliminary description of the peridotytes, gabbros, diabases and andesytes of Minnesota. St. Paul 1887.

J. Clifton Ward, On the comparative rockstructure of some ancient and modern volcanic rocks. Q. J. G. S. 1875. XXXI. No. 123. 388—422.

H. S. Washington, The volcanoes of the Kula Basin in Lydia. New York 1894.

W. W. Watts, On the igneous and associated rocks of the Breidden Hills in East Mongommery and West Shropshire. Q. J. G. S. 1885. XLI. No. 164. 532—546.

E. Weber, Erläuterungen zu Section Radeberg, Kamenz, Königsbrück, Strassgräbchen und Hochkirch-Czorneboh der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1890—1892.

E. Weise, Erläuterungen zu Section Planen-Ölsnitz der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1887.

E. Weise und M. Schröder, Erläuterungen zu Section Ölsnitz-Bergen der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1890.

L. van Werveke, Rutil in Diabascontactproducten. Durch Diabas veränderte Schiefer im Gebiet der Saar und Mosel. L. J. 1884. II. 225.

A. Wichmann, Ein Beitrag zur Petrographie des Viti-Archipels. T. M. P. M. 1882. V. 1—60.

— Gesteine von Timor. Sammlungen des geolog. Reichsmuseum in Leiden. Leiden 1882 u. No. 9. Leiden 1884.

— Zur Geologie von Nowaja Semlja. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 516.

F. J. Wiik, Mineralogiska och petrografiska meddelanden. 1872. L. J. 1876. 203—210.

— Jakttagelse under en resa i östra Finland. Helsingfors 1879.

— Undersökning af några diabas-arter i trakten omkring Helsingfors. Finska Vet. Soc. Förhandl. 1883. XXV. 25.

Geo. H. Williams, Rutil nach Ilmenit in verändertem Diabas. L. J. 1887. II. 263.

— The greenstone schist areas of the Menominee and Marquette regions of Michigan. Washington 1890.

— Note on the microscopical characters of rocks from the Sudbury Mining District, Canada. Geol. Survey of Canada. Annual Report 1890. vol. V. 91.

— Notes on some eruptive rocks from Alaska. The nation. geogr. Mag. 1892. IV. 63.

N. H. Winchell and H. V. Winchell, The iron ores of Minnesota. Minneapolis 1891.

J. Eliot Wolf, The great dyke at Hough's neck, Quincy, Mass. Bull. Mus. compar. Zool. Harvard Coll. 1882. VII. No. 7. 231—242.
R. A. de Yarza, Roca eruptiva de Motrico, Prov. de Guipuzcoa. Anal. Soc. Esp. hist. nat. 1878. VII.
— Las rocas eruptivas de Vizcaya. Madrid 1879.
— Descripcion fisica y geologica de la Provincia de Vizcaya. Madrid 1892.
Ferd. Zirkel, Geologische Skizzen von der Westküste Schottlands. Z. D. G. G. 1871. XXIII. 1 sqq.
— Die Structur der Variolite. Berichte d. k. sächs. Ges. d. Wiss. 21. Juli 1875.

Mineralogische Zusammensetzung der Diabasgesteine.

Die nach Mineralbestand und Structur recht mannichfache Reihe der Diabasgesteine nimmt durch die bei ihnen herrschende Structur und die, wenigstens in Deutschland, vorwiegende geologische Erscheinungsform als Lagergestein, sowie endlich durch ihre hohe Bedeutung für das Verständniss gewisser Grundgebirgsmassen eine hervorragende Stellung ein. Diese Gruppe vermittelt in mancher Beziehung zwischen den typischen Tiefengesteinen und den Ergussgesteinen, sowie zwischen den Tiefengesteinen und den Ganggesteinen.

Mit den Tiefengesteinen theilen die typischen Gang- und Lagerdiabase die herrschende holokrystalline und körnige Structur, das Fehlen eines Hiatus zwischen intratellurischen Bildungen und solchen der Effusionsperiode. Mit den Ergussgesteinen haben sie gemeinsam das nicht seltene Auftreten einer Mandelsteinbildung und vor allen Dingen die häufige Verknüpfung mit echten Primärtuffen. Unverkennbar treten in solchen Diabasen, welche von Tuffen begleitet werden, die charakteristischen Structuren der effusiven Massen zu Tage, während das bei den intrusiven Lagern und Gängen, insbesondere bei den sogenannten körnigen Diabasen, nicht der Fall ist.

Je nachdem man nun der, in Deutschland häufigsten, Structur oder der Verknüpfung mit Tuffen und den porphyrischen Structurformen, die keineswegs fehlen, das Hauptgewicht beilegt, wird man den Diabasen eine verschiedene Stellung im System anweisen, oder aber sie in zwei Hauptgruppen zerreissen. Letzteres dürfte mit Hinblick auf die innerhalb eines und desselben Diabaskörpers vielfach und von den verschiedensten Autoren nachgewiesene Verknüpfung von typisch körnigen und typisch porphyrischen, ja vitroporphyrischen Structurformen nicht rathsam erscheinen. — Sobald man aber von einer Trennung absieht, dann wird man ihnen mit

Rücksicht auf ihr Gesammtverhalten den Platz bei den Ergussgesteinen anweisen und zur Erklärung der auffallenden und unverkennbaren Mischung heterogener Structurtypen sich an die gleiche Erscheinung bei ihren tertiären und recenten, sowie mesozoischen und oberpalaeozoischen Aequivalenten, den Basalten und Melaphyren, erinnern. Die Berechtigung zu dieser Parallele wird erwiesen durch den Umstand, dass bei allen drei Gesteinen die Übergänge aus der porphyrischen in die körnige Structur durch das Zwischenglied der intersertalen Structurform vermittelt werden. Dass diese Übergänge und Zwischenformen, welche in den gewaltigen silurischen Trappdecken Schwedens und in der mesozoischen des Connecticutgebiets gang und gäbe sind, bei den deutschen Diabasen seltener zur Erscheinung gelangen, ist in dem Erhaltungszustande der Gesteine begründet. Bei den körnigen Diabasen Deutschlands ist die Mesostasis meistens bis zur Unkenntlichkeit verändert.

Der Unterschied zwischen den Basalten, Melaphyren und Diabasen ist kein stofflicher. Es sind alle drei Familien die Effusivformen der gabbroiden Magmen. Die Unterschiede im Habitus oder Typus sind ausschliesslich bedingt durch das geologische Alter und die dadurch gegebenen Umwandlungsvorgänge. Wo diese Umwandlungsvorgänge nicht eintraten, oder wo die durch sie veränderten oberflächlichen Massen nicht mehr vorliegen, ist ein frischer Diabas von einem frischen tholeiitischen oder palatinitischen Melaphyr ebensowenig zu unterscheiden, wie dieser von einem Basalt des Löwenberg- oder Meissner Typus.

Wir definiren danach die Diabasgesteine in normaler Ausbildung als effusive oder intrusive, in Decken-, Lager- oder Gangform auftretende, hypidiomorph-körnige oder intersertalporphyrische Gesteine von zumeist hochpalaeozoischem, theilweise auch recht jugendlichem geologischen Alter, welche nach ihrem mineralogischen Bestande durch die Combination eines Kalknatronfeldspathes mit Augit als wesentlichste ursprüngliche Gemengtheile charakterisirt sind. — Zu diesen beiden Mineralien gesellt sich wohl ausnahmslos freies Metalloxyd, sei es in der Form des Magnetits, des Ilmenits oder dieser beiden gleichzeitig, und Apatit.

In den älteren Definitionen der Diabase wird eines chloritischen Minerals als wesentlichen Gemengtheils gedacht; ich halte das nicht für richtig. Den frischen Diabasen fehlt dieser chloritische Gemengtheil

oft vollständig oder erweist sich, wenn er vorhanden ist, so zweifellos secundärer Natur, dass ich glaube, in dieser allerdings sehr weit verbreiteten Substanz allenthalben ein späteres Umbildungsproduct sehen zu müssen. Dann aber kommt derselben nur eine pathologische Bedeutung zu, welche keine Berücksichtigung bei der Definition des normalen Gesteins verdient. — Die Anwesenheit eines Alkalifeldspaths, speciell des Orthoklases, neben den Kalknatronfeldspathen lässt sich nur in seltenen Fällen mikroskopisch nachweisen; doch lassen es die Bauschanalysen in vielen Fällen annehmen, dass ein solcher vorhanden sein müsse. — Nur für gewisse Abtheilungen der Diabase, nicht für die ganze Gruppe, sind die Mineralien der Hornblende- und Biotitreihe und der rhombischen Pyroxene, beziehungsweise ein farbloser monokliner Pyroxen, sowie der Olivin und Quarz, als wesentliche Gemengtheile zu betrachten. — Der für die saureren Tiefengesteine und ihre basischen Facies so sehr charakteristische Zirkon fehlt den Diabasen fast vollständig. Überhaupt sind die Diabase arm an accessorischen Gemengtheilen; um so häufiger sind in denselben Neubildungen durch Verwitterung und Gesteinsumwandlung zu beobachten.

Der trikline Kalknatronfeldspath der Diabasgesteine gehört in verschiedenen Vorkommnissen sehr verschiedenen Mischungsreihen an; man kennt als herrschend, soweit die Untersuchungen bis heute reichen, Oligoklas, Andesin, Labrador, Bytownit und Anorthit. Albit ist bisher in unveränderten Diabasen nicht nachgewiesen worden. Ob innerhalb desselben Gesteinskörpers in der Diabasfamilie mehrere Plagioklase nebeneinander auftreten, kann noch nicht mit Sicherheit entschieden werden. Die einzige nach dieser Richtung ausgeführte Untersuchung von G. Hawes an den Diabasen des Connecticutsandsteins erwies nach Dichte und chemischer Zusammensetzung die gleichzeitige Anwesenheit von Oligoklas und Andesin.

Der bei den Diabasfeldspathen herrschende Typus ist der leistenförmige, wobei P und M annähernd im Gleichgewicht, T, l und y nur sehr klein entwickelt sind. Sowie die Structur der Diabasgesteine eine Annäherung an porphyrische Entwicklung zeigt, was zumal bei den gangförmigen Vorkommnissen öfters der Fall ist, pflegt der Habitus der Feldspathe, besonders der einsprenglingsartigen, tafelförmig nach M zu werden; bei der hauptsächlich in mächtigeren Intrusivlagern und bei den saureren Gliedern der Familie verbreiteten gabbro- oder dioritähnlichen Ausbildung nehmen

die Feldspathe gern die Form dickerer, nach drei Richtungen des Raums gleichmässig entwickelter Individuen an. Mit der Leisten- und Tafelform ist durchweg ein hoher Grad von Idiomorphismus verbunden; bei mehr isometrischer Ausbildung sind die Individuen allotriomorph nicht nur gegen die Erze, sondern auch gegen die Pyroxene, welche dagegen nur selten formenbestimmend gegenüber den Feldspathleisten auftreten. — Die Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ist bei allen Diabasplagioklasen eine durchgreifende, doch pflegt der Natur der Sache nach bei den schmalleistenförmigen und tafelartigen Individuen die Zahl der Zwillingslamellen keine sehr grosse zu sein. Bei sehr feinem Gesteinskorn ist einfache Zwillingsbildung aus zwei Hälften sehr verbreitet. In den Querdimensionen der einzelnen Lamellen, dem Auskeilen derselben innerhalb des Krystalls, ihrer Menge an verschiedenen Stellen eines und desselben Individuums herrscht grosse Mannichfaltigkeit. Die Zwillingslamellirung fehlt wohl auch ganz bei sehr kleinen Krystallen. Mit dem Albitgesetz ist das Karlsbader Gesetz sehr oft, das Periklingesetz ziemlich selten verbunden. Nach dem Bavenoer Gesetz verwachsene Albitzwillinge finden sich öfters.

Die zonare Structur ist bei den Diabasplagioklasen recht selten: nur bei den einsprenglingsartig hervortretenden Individuen der Gesteine mit angenähert porphyrischer Structur tritt der Schalenbau recht oft und typisch hervor. An solchen Einsprenglingen in den olivinarmen Diabasen von Bornholm, aber auch an den Feldspathleisten in der Grundmasse dieser Gesteine, sowie an den Plagioklasleisten der intrusiven Lager-Olivindiabase der Karoo-Formation in Südafrika wies Cohen durch Behandlung mit warmer und kalter Salzsäure einen basischeren Kern und eine saurere Hülle nach. Bei den letztgenannten Vorkommnissen wurden die Kerne der Plagioklasleisten schon von kalter Salzsäure gelöst, während ein schmaler äusserer Saum nicht angegriffen wurde.

Die Spaltbarkeit nach P und M giebt sich nur in sehr dünnen Präparaten und bei gutem Erhaltungszustande durch wohl erkennbare Risse kund. Zersetzungs- und Verwitterungsprocesse verringern die Vollkommenheit der Spaltung sehr rasch und machen sie leicht ganz unkenntlich. Da jedoch die chemischen Veränderungen meistens auf den Blätterdurchgängen vorschreiten, so werden die ursprünglich vorhandenen Spaltbarkeiten durch die reihenförmige Anordnung der winzigen Neubildungen angezeigt. Andere als die genannten pinakoidalen Spaltflächen wurden noch nicht beobachtet.

— Eine unregelmässige Quergliederung der langen Leisten der Plagioklase annähernd senkrecht zu P und M lässt sich öfters wahrnehmen; sie ist wohl rein mechanischen Ursprungs und ohne Beziehung zum Molekularbau. Dieselbe spielt bei gewissen Umwandlungsvorgängen oft eine hervorragende Rolle.

An primären Interpositionen sind die Plagioklase der Diabase im Ganzen recht arm; nur in einsprenglingsartigen Individuen pflegen sie mit einiger Regelmässigkeit und in grösserer Menge vorzukommen. Als Einschlüsse findet man Apatitnadeln und andere, noch unbestimmbare farblose, prismatische Mikrolithe am häufigsten, Erze und Pyroxene meist seltener. Als eine für die Diabasgesteine gegenüber allen andern holokrystallinen Gesteinen charakteristische Thatsache ist die verhältnissmässige Häufigkeit von Glaseinschlüssen in normaler oder entglaster Form hervorzuheben. Als Devitrificationsproducte derselben erscheinen opake Körner am häufigsten. Zumal bei angenähert porphyrischer Structur sind diese Interpositionen in rundlichen und in polygonalen, dem Wirth entlehnten Formen recht verbreitet und häufen sich central oft bis zur Undurchsichtigkeit des Wirthes. Die Verwitterung und Zersetzung der Wirthe bedingt meistens auch eine Umwandlung dieser Interpositionen zu oft nicht sicher bestimmbaren Substanzen oder zu Aggregaten, in denen der Chlorit deutlich erkennbar ist. — Einschlüsse von Flüssigkeiten sind anscheinend nicht so verbreitet, wie in den so nahe verwandten Gesteinen der Gabbroreihe; doch ist wohl dem Umstande Rechnung zu tragen, dass der so häufige unfrische Zustand der Diabasfeldspathe das Verschwinden ursprünglich vorhandener Flüssigkeitseinschlüsse zur Folge haben muss. — Die bei Gabbro so verbreitete braune Durchstäubung ist selten, aber in gewissen Typen (Ophiten z. B.) häufig.

Die Zersetzung und Umwandlung der Diabasfeldspathe ist eine sehr mannichfache. Man wird die normale Verwitterung von denjenigen Umwandlungsvorgängen unterscheiden müssen, bei welchen aussergewöhnliche Kräfte, zumal metamorpher Natur, mitwirkten. In die erste Kategorie rechne ich die, fast constant unter Ausscheidung von Kalkcarbonat in sehr feiner Vertheilung sich vollziehende, Trübung der Plagioklase; dieselbe rührt her von sehr winzigen, nur in guten Präparaten und bei starken Vergrösserungen sichtbaren Schüppchen und Blättchen, oder erdig lockeren Substanzen, welche man mehr conventionell, als mit bewusster Sicherheit dem Kaolin oder einem hellen Glimmer zuschreibt. Dass diese Deutung

in vielen Fällen das Richtige trifft, wird einmal aus chemischen Betrachtungen und durch Analogieschlüsse wahrscheinlich, andererseits spricht dafür der Umstand, dass bei nicht zu mikroskopischer Ausbildung dieser Umwandlungsproducte neben der blättrigen Form oft die monotome Spaltbarkeit der Glimmergruppe und ihre starke Doppelbrechung deutlich erkennbar ist*. Die gleichzeitige Ausbildung von Calcit ist geradezu unterscheidend bei der Feldspathumwandlung der Diabase gegenüber derjenigen der sonst so nahe verwandten Gabbros. Diese Differenz ist wohl weniger aus ursprünglicher Verschiedenheit der Feldspathe, als vielmehr aus den sehr verschiedenen geologischen Existenz- und Entwicklungsbedingungen der beiden Gesteinsreihen zu erklären. — Ebenso scheint die Epidotbildung in den Feldspathen der Diabase, welche bald neben der Ausscheidung von Carbonaten, bald ohne diese sich findet, ein Vorgang einfacher atmosphärischer Verwitterung sein zu können. Es lässt sich das daraus schliessen, dass dieser Process sich sehr verbreitet auch in solchen Gesteinen findet, welche keine Spuren mechanischer oder thermischer Vorgänge sonst erkennen lassen. Die grüne bis gelbliche Farbe, welche bei diesen körnigen oder kurzstengligen Epidotausbildungen herrscht, weist auf Zufuhr von Eisen aus den nicht feldspathigen Gemengtheilen hin. Der Epidot tritt anfangs nesterweise in den Plagioklasen auf; diese Nester vergrössern sich durch excentrisches Wachsthum und häufen sich endlich bis zur vollständigen Verdrängung der Feldspathsubstanz. Ausscheidung von Quarz begleitet gelegentlich diese Verwitterungsvorgänge, welche bald im Centrum der Durchschnitte, bald an ihrer Peripherie beginnen und oft sehr unregelmässig, z. B. nur in einzelnen Zwillingslamellen vorschreiten, während sie andere durchaus verschonen. — Mit dieser Verwitterung der Feldspathe geht eine Grünfärbung derselben sehr oft Hand in Hand; dieselbe wird durch das Einwandern schwach lichtbrechender Chlorit- und Serpentinsubstanz auf den Blätterdurchgängen bedingt, welche von dem Pyroxen und Olivin der Diabase abstammt. In andern Fällen ersetzen solche feinschuppige grünliche Massen den Feldspath mehr oder weniger vollständig und es scheint eine Pseudomorphose von pseudophitischen oder pyknotropähnlichen Substanzen vorzuliegen, welche aus der Wechselwirkung der aus den Pyroxenen und Feld-

* Die Umwandlung ganzer Diabasgänge in 79% Kaolin und 20% Quarz mit unbedeutenden Resten (1%) von Magnetit giebt Patton aus Michigan an.

spathen stammenden Lösungen hervorgeht. Sicher nachgewiesen sind derartige Pseudomorphosen bisher bekanntlich nur an Feldspathen der körnigen Kalke in krystallinen Schiefern. Bei diesem Vorgange zerklüften gewöhnlich die Plagioklasleisten nach regellosen Querrissen und zerfallen dadurch in polygonale Felder, welche von den feinfasrigen oder schuppigen Neubildungen eingerahmt werden. Innerhalb der Felder schreitet dann ganz nach Art der Serpentinisirung des Olivins durch stete Neubildung von Längs- und Querklüften der Process weiter und weiter. Zumal bei der Abtheilung der Leukophyre kommt diese, schon von E. Cohen an einem südafrikanischen Diorit beobachtete Umwandlung vor. In der Mitte der Felder entstehen auch nicht selten farblose divergentstrahlige Aggregate, welche wohl zu den Zeolithen gerechnet werden, beziehungsweise dem Prehnit zugewiesen werden dürften. So beschreibt Brauns von Friedensdorf unfern Marburg die centrale Umbildung des Labrador in ein Gemenge von Kaolin und Prehnit, letzterer in kleinen Schüppchen oder divergentstrahligen Massen, bei peripherischer Bildung von Albit. Dieser kann auch den Labrador ganz ersetzen und wandert, ebenso wie der Prehnit, in die übrigen Gemengtheile aus. Der Albit ist zumeist als Zweihälfter ausgebildet und zeigt seine Zwillingslamellirung nur dort, wo er gegen andere Gemengtheile wuchs. Aus dem Albit entstehen durch weitere Umwandlungsvorgänge Analcim und Natrolith. — Im Allgemeinen wird jedoch zu betonen sein, dass die Zeolithisirung* und Überführung der Plagioklase in Prehnit mikroskopisch weit seltener beobachtet worden ist, als man nach der Häufigkeit dieses Vorganges in der Natur erwarten sollte. Es erklärt sich das vielleicht daraus, dass die Methoden zur sicheren Unterscheidung dieses Vorganges von andern verwandten noch nicht gefunden wurden. In den grobkörnigen nassauischen Devondiabasen, zumal der Gegend von Herborn, lässt sich Zeolithbildung recht deutlich wahrnehmen und erkennen. — Die Umwandlung der Plagioklase in Halloysit wies Hovey am Gangdiabas der Gegend von Rio de Janeiro nach.

Andere Umwandlungsvorgänge, wie die bei den Gabbrogesteinen beschriebene Saussüritisirung in ihrer ganzen Mannichfaltigkeit, die Neubildung von Tremolit, Sericit, Albit u. s. w., die Umwandlung zu einem Gemenge von Skapolith und Quarz,

* Die Umwandlung der Plagioklase in Analcim giebt Reiser aus dem Allgovit an.

welche Kemp und Marsten von Palmer Hill, Arsable Forks, Lake Champlain beschreiben, sind offenbar an metamorphe Processe gebunden und werden gelegentlich der Besprechung dieser Erwähnung finden.

Über den nur selten mit Sicherheit nachweisbaren oder nachgewiesenen Alkalifeldspath der Diabase ist wenig bekannt.

Der herrschende pyroxenische Gemengtheil der Diabase ist ein dem Diallag nahe verwandter Augit; nur auf gewisse Glieder der Diabasreihe beschränkt erscheint ein farbloser sogenannter Salit und ein rhombischer Pyroxen (Bronzit).

Wenngleich der Augit in gewissen durchaus normalen Diabasgesteinen (Buchenau a. d. Lahn) und bei Annäherung an porphyrische Structur ziemlich regelmässig vollkommen idiomorph und zwar in der Form des basaltischen Augits auftritt, so ist er doch in der grossen Mehrzahl der Fälle selbst dem Feldspath gegenüber theilweise oder ganz allotriomorph und erweist sich als der jüngste der wesentlichen ursprünglichen Gemengtheile des Gesteins. Jedenfalls muss in der Regel die Augitbildung fortgedauert haben, als die Feldspathbildung bereits abgeschlossen war und ebenso scheint im Allgemeinen die Feldspathbildung vor derjenigen des Augits begonnen zu haben. Nur in den augitarmen Diabasgesteinen deutet die Art der Verwebung von Augit und Plagioklas darauf hin, dass die Auskrystallisation des letzteren Minerals noch fortdauerte, als der Augit bereits ausgeschieden war. In solchen Fällen bildet der Augit angenähert idiomorphe Körner, die ebenso formbedingend auf den Feldspath einwirken wie dieser auf sie. In den augitreichen Diabasen — und diese sind die bei weitem zahlreicheren — bildet der Augit den Kitt, welcher die Feldspathleisten zusammenhält und spielt also morphologisch die Rolle der Zwischenklemmungsmasse (Mesostatis) eines porphyrischen Gesteins. Im Dünnschliff erscheint er demgemäss in keilförmigen oder unregelmässig polygonalen, nach allen Richtungen von Feldspathleisten oder Erzen eingeschlossenen Partien. Da diese nicht selten auf weitere Entfernung hin die gleiche optische Orientirung erkennen lassen, so hat man anzunehmen, dass sie ein und demselben allotriomorphen Augitkorn angehören, welches also eine gewisse Anzahl von Feldspathleisten und Erzkrystallen einschliesst. — Seltener — die Erscheinung wurde zuerst von Lawson an postarchäischen Diabasgängen des Rainy Lake-Gebiets in Canada beschrieben — besteht eine scheinbar einheitliche Augitmasse aus mehreren, sich unmittelbar berührenden.

aber verschieden orientirten Augitkörnern. Lawson nennt das polysomatischen Augit mit einem von Tschermak für Olivin in Meteoriten gebrauchten Ausdruck.

Das optische Verhalten des Augits lässt eine Zwillingsbildung nach dem gewöhnlichen Gesetze (Zwillingsaxe ist die Normale zur Querfläche) als recht verbreitet erscheinen; erfahrungsgemäss ist dann (100) auch stets die Verwachsungsebene* und nicht selten finden sich zwischen den zwei grösseren in Zwillingsstellung befindlichen Hälften eine kleine Anzahl äusserst schmaler Lamellen eingeschaltet. — In verhältnissmässig seltenen Fällen (Diabase des Whinsill, des Connecticut-Sandsteins u. a.) fand sich eine polysynthetische Lamellirung nach dem Gesetz: Zwillingsaxe ist die Normale zu (001); dieselbe war fast ausnahmslos mit der Zwillingsbildung nach dem ersten Gesetze associirt.

Die Spaltbarkeit nach dem Augitprisma ist stets deutlich und scharf ausgeprägt; ihre verhältnissmässige Unvollkommenheit wird in Längs- und Querschnitten durch die rauhen, feinzackigen Ränder der Spaltrisse, ihren oft unterbrochenen Verlauf, ihr Überspringen in parallele Ebenen, ihre häufigen Anastomosen angedeutet. Recht verbreitet ist ferner eine Theilbarkeit nach (100), welche dem Augit einen auch makroskopisch diallagähnlichen Habitus verleiht; seltener ist eine Ausbildung von Spaltlinien nach (010) zu beobachten, welche sich von derjenigen nach (100) leicht im convergenten Lichte durch ihre Orientirung gegen die optische Axenebene unterscheidet. Eine unregelmässige, gegen die Prismenaxe annähernd normal verlaufende Zerklüftung findet sich vielfach und macht sich zumal bei Umwandlungsvorgängen deutlich bemerkbar.

Die Farben des Diabasaugits im durchfallenden Lichte sind fast stets röthliche bis bräunliche vom fast Farblosen durch Rosa, Röthlichgelb, Ledergelb bis zu Rothbraun; die hellen Töne herrschen entschieden. Grüne Farben sind recht selten. Dabei wechselt die Farbe vielfach an einem und demselben Individuum in der Intensität, selten im Ton, und die Abgrenzung der verschieden gefärbten Theile gegen einander pflegt keine krystallographische, sondern eine regellos fleckige zu sein. Mit intensiverer rothbrauner Färbung ist gern ein schwacher Pleochroismus verbunden.

An Interpositionen pflegen auch die Augite arm zu sein. Apatit-

* Durchkreuzungszwillinge nach (100) beschreibt Siepert aus Proterobas von Marayes, San Juan, Argentinien.

nadeln und Erzkörner, Blättchen von Biotit oder andern, früher ausgeschiedenen Gemengtheilen sind ziemlich allgemein vorhanden. Einschlüsse von glasig erstarrten Theilen des Gesteinsmagmas in ursprünglicher oder schlackig veränderter Beschaffenheit, von rundlicher oder die Form des Wirths wiederholender Gestalt sind im Augit wohl noch öfter vorhanden, als im Feldspath. Flüssigkeitseinschlüsse sind im Ganzen selten und, wenn sie vorkommen, spärlich. Lagorio giebt aus dem Uralit finnischer Diabase auch Einschlüsse von liquider Kohlensäure an. — Gesetzmässige Verwachsungen des Augits mit andern Pyroxenen sind sehr selten; in den Whinsill-Diabasen des nördlichen England kommen solche mit Bronzit spärlich vor.

Bei den Umwandlungen des Diabasaugits sind ebenso wie bei denjenigen des Feldspaths die eigentlichen Verwitterungsphänomene von den im strengsten Sinne des Wortes metamorphen Vorgängen zu unterscheiden. Zu der ersten Kategorie rechne ich die allverbreitete Bildung von grünen, selten braunen bis gelblichen Aggregaten von schuppiger oder fasriger Textur, welche man in der älteren Petrographie als den chloritischen Gemengtheil der Diabase bezeichnete und vielfach für ein primäres Gesteinselement hielt. Der Anwesenheit dieser Substanz verdanken die Diabase ihre so häufige grüne Farbe und den Namen Grünsteine. Dass dieser „chloritische Gemengtheil" secundär und in den meisten Fällen aus Augit hervorgegangen sei, wird heute wohl kaum noch ernstlich bezweifelt; dagegen sind unsere Kenntnisse von der Natur dieser Substanz noch ziemlich fragmentare. Man kann die Umbildung des Augits in die chloritische Substanz von den ersten Anfängen bis zu vollendeter Pseudomorphose fast an allen Diabasvorkommnissen verfolgen. Es entwickelt sich zunächst von der Peripherie, den Spaltrissen und Querklüften des Augits aus eine Wucherung dieser grünen fasrigen und schuppigen Aggregate, die dann bald sehr unregelmässig, bald den Spaltrissen folgend nach innen fortschreitet. Wo die Querabsonderung der Augite sehr ausgeprägt ist, ordnen sich die Neubildungen gern zu parallelfasrigen oder parallelblättrigen Massen, deren Faserrichtung parallel der Prismenaxe des Augits, beziehungsweise deren Schuppenfläche parallel den Blätterdurchgängen des Wirths liegt. In den meisten Fällen aber ist die Anordnung eine wirr filzige, die gern zu einer radialstrahligen oder rosettenförmig schuppigen wird, und so ist die Auflösung eines Augitkorns in eine grosse Anzahl von oft sehr regel-

mässigen Sphärokrystallen dieses chloritischen Gemengtheils keine Seltenheit. Auch anscheinend ganz regellos filzige oder schuppige Aggregate lassen sich oft bei stärkeren Vergrösserungen als traubenförmige Häufchen von solchen Sphärokrystallen erkennen, die zwischen gekreuzten Nicols sehr zierliche Interferenzkreuze liefern, deren Arme stets parallel den Nicolhauptschnitten liegen*. — Eine sogenannte homogene Pseudomorphose von Chlorit nach Augit, wobei also ein Augitindividuum in ein Chloritindividuum umgewandelt wurde, beschreibt Molengraaff aus Diabasen, welche im westlichen Theil des Hogeveld der südafrikanischen Republik und zwischen Prätoria und Johannesburg anstehen. — Bei optischer Untersuchung findet man, dass die evident fasrigen grünlichen Neubildungen etwa das Brechungsvermögen des Canadabalsams und eine ziemlich hohe Doppelbrechung, dagegen keinen deutlichen Pleochroismus besitzen; sie dürften dem Serpentin mit einiger Sicherheit zugerechnet werden können. Sobald aber die Structur schuppig ist, pflegt bei ähnlichem Brechungsvermögen die Doppelbrechung sehr gering zu sein, so dass man die Substanz oft für isotrop halten möchte. In Schnitten parallel den Schuppen- oder Blattflächen ist thatsächlich oft weder im parallelen noch im convergenten Lichte eine Doppelbrechung sicher zu constatiren und darauf sind wohl die in der Literatur verbreiteten Angaben über Isotropie dieses Körpers zurückzuführen. Sowie dagegen die Schuppen in anderer Richtung vom Schliff getroffen wurden, sind sie erkennbar doppelbrechend. Die Grösse des Werthes $\gamma - \alpha$ scheint allerdings ziemlichen Schwankungen unterworfen zu sein, doch erhebt sich die Interferenzfarbe in guten Präparaten wohl nie über das untere Drittel der ersten Ordnung. Zumeist noch deutlicher, als die Doppelbrechung, ist der Pleochroismus, grün für die parallel, gelb bis röthlich für die senkrecht zur Blattfläche schwingenden Strahlen. Durch diese Eigenschaften wird die schuppige Substanz in die Gruppe der Chloritmineralien verwiesen, ohne dass es möglich wäre, sie innerhalb dieser Gruppe nach ihrer Species zu bestimmen*. — Mit Säuren gelatiniren diese grünen chloritischen und serpentinösen Substanzen stets mehr oder weniger leicht, durch Glühen werden sie trübe und rostbraun bis opak. — Dass diese Substanzen sich vorwiegend auf Kosten des Augits bilden, ist daran sicher darzuthun, dass

* Siepert beobachtete an solchen Gebilden auch das Websky-Bertrand'sche Interferenzkreuz. Die Abbildung der Erscheinung zeigt zwei Ringe, was bei der niedrigen Doppelbrechung von Chlorit auffällt.

der von ihnen und der von Augit eingenommene Raum derart im umgekehrten Verhältniss stehen, dass die Summe beider immer wenigstens gleich ist dem ursprünglich von Augit eingenommenen Raum. Doch wandert auch diese serpentinöse und chloritische Substanz vom Augit fort und dringt auf capillaren Spalten in alle Gemengtheile und auf die Gesteinsklüfte ein. Sie färbt dann die übrigen Zersetzungsproducte, wie Quarz und Calcit, gern grün und nimmt innerhalb derselben oft die am Helminth auch makroskopisch wahrnehmbare Form von gewundenen, geldrollenähnlichen Häufchen an. Man wird kaum die grösseren Calcit- und Quarzausscheidungen in nassauischen, westfälischen oder Harzer Diabasen studiren, ohne diesen zierlichen helminthähnlichen Aggregaten zu begegnen. — Dass auch aus Olivin, Amphibol und Biotit dieselben oder ähnliche Neubildungen hervorgehen, sei hier vorgreifend erwähnt. Bei derartig mannichfachem Ursprunge werden, auch wenn wir von den verhältnissmässig leicht erkennbaren Faserserpentinmassen absehen, diese chloritischen Substanzen in verschiedenen Fällen ziemlich verschiedene chemische Zusammensetzung haben können. Für manche Vorkommnisse ist die Zugehörigkeit zum eigentlichen Chlorit analytisch dargethan, für andere die Übereinstimmung mit Delessit. Liebe fand, dass das grüne Pigment der von ihm als schwarze Titaneisendiabase des Voigtlandes und Frankenwaldes benannten Gesteine chemisch mit dem Epichlorit identisch sei, während er dasselbe in seinen Kalkdiabasen und grünen Titaneisendiabasen auf Grund seiner Analysen für ein eigenes Mineral hielt, welches er Diabantachronnyn nannte. Später wies Kenngott die Zurückführbarkeit der Diabantachronnynformel auf diejenige des Chlorits nach. — Auch der Pikrolith wurde von Liebe als färbende Substanz im Diabas nachgewiesen. Als weitere Substanzen, welche unter dem „chloritischen Gemengtheil" zusammengefasst werden, werden der Seladonit, Grengesit und Chlorophaeit mehr genannt, als wirklich nachgewiesen. Später hat Gümbel vorgeschlagen, die grünen chloritischen Gemengtheile der Diabase ohne Rücksicht auf ihre Herkunft unter dem Namen Chloropit zusammenzufassen. Da bis heute keine absolut sichere Methode vorliegt, diese Substanzen

* C. v. Fedorow fand in norduralischen Diabasen neben normalem Klinochlor auch radialfasrige Aggregate einer chloritischen Substanz mit den Axenfarben intensiv röthlichviolett, bläulichgrün und intensiv grasgrün und solche, bei denen dieselbe Faser an verschiedenen Stellen neben grüner Farbe auch intensiv rothe zeigte.

mikroskopisch zu unterscheiden, so müsste man dem sehr bequemen Vorschlage Gümbel's unbedingt zustimmen, wenn nicht die Gefahr so nahe läge, dass man sich unter dem präcisen Wort Chloropit auch unwillkürlich eine genau definirte Substanz vorstellte. Mit Hinblick hierauf vermag ich den Namen Chloropit ebenso wenig zu adoptiren, wie die analoge Bezeichnung Viridit. Solange man den „chloritischen Gemengtheil" eines Gesteins nicht als einer bestimmten Mineralspecies zugehörig zu bestimmen vermag, scheint es mir besser, ihm die vage Bezeichnung als chloritische Substanz zu belassen.

Bei der Umwandlung des Augits zu Serpentin oder chloritischer Substanz scheiden sich nicht selten Eisenerze aus, welche dann bald in einzelnen Kryställchen und Körnchen in den Neubildungen selbst liegen oder aber auf den Spaltrissen und Klüften des Mutterminerals abgelagert sind. Der Kalkgehalt des Augits tritt bei der Chloritisirung desselben natürlich vollständig aus der Verbindung aus und wandert als Carbonat in alle Klüfte, Spalten und Hohlräume des Gesteins oder bleibt wohl auch, aber allerdings sehr selten, in feinen Häutchen und Körnchen der chloritischen Substanz beigemengt. Neben dem Calcit muss bei diesem Vorgange auch Kieselsäure frei werden und auch diese scheint fast stets erst auf Klüften und in Hohlräumen zum Absatz zu gelangen. In andern, und zwar sehr zahlreichen Fällen treten aber Kalk, Eisenoxydul und Kieselsäure, z. Th. unter Hinzutritt von Thonerde, zu neuen Silikaten zusammen. Man wird nur selten die chloritischen Substanzen der Diabase mikroskopisch genau durchsuchen, ohne in denselben sehr stark licht- und doppelbrechende, fast farblose oder gelbgrünliche Aggregate von körniger oder kurzstengliger Textur wahrzunehmen, welche sich nach optischem und chemischem Verhalten als Epidot erkennen lassen. Man kann mit denselben bei flüchtiger Betrachtung leicht sehr winzige pyramidale Kryställchen verwechseln, die gleichfalls starke Licht- und Doppelbrechung besitzen, sich aber durch Spaltbarkeit, optischen Charakter und chemische Reaction als Anatas documentiren. Dieses nur recht selten im Chlorit auftretende Mineral wird wohl einem Gehalt des Augits selbst an TiO_2 seine Entstehung verdanken, kann aber auch leicht aus der Zersetzung des Ilmenits herstammen. Fichtelgebirgische Diabase eignen sich besonders zum Studium desselben, zumal ein Devondiabas von Nordeck bei Stadtsteinach. — In weiter Verbreitung begegnet man auch in den chloritischen oder

serpentinösen Umwandlungsproducten des Augits langen, farblosen, prismatischen, monoklinen Mikrolithen mit ausgesprochener Quergliederung und angenähert hexagonalen Querschnitten, die sich als Tremolit oder Aktinolith bestimmen lassen. Im Allgemeinen sind die Mengen des mit dem Chlorit oder Serpentin vergesellschafteten Epidots oder Tremolits gering, doch kommen auch Gesteine vor, in denen sie bis zur Verdrängung der erstgenannten Substanzen überhand nehmen, so dass förmliche Pseudomorphosen von Epidot nach Augit (im Proterobas vom Ochsenkopf im Fichtelgebirge) oder verwirrt filzige Pseudomorphosen von Aktinolith nach Augit (Silurdiabas von Lehestenwald, ebenda) entstehen. — Die chloritischen Substanzen selbst verwittern ihrerseits zu Aggregaten von Carbonaten, Limonit und Kieselsäure, welch letztere dann gern in Sphärokrystallen von Chalcedon mit optisch negativem Charakter, selten in solchen von Quarz mit optisch positivem Charakter und ebenso selten als Opal ausgebildet ist. — Die parallelfasrigen Serpentin- oder Chloritsubstanzen, welche gelegentlich bei der Umwandlung von Augiten mit ausgesprochener Querabsonderung entstehen, werden in gewissen englischen und in linksrheinischen Diabasen des Oberkohlengebirges durch parallelfasrigen Quarz verdrängt, ein mikroskopisches Analogon zu den fichtelgebirgischen Katzenaugen.

Einer andern Kategorie von Umwandlungsphänomenen gehört offenbar die Entstehung von Amphibol aus Augit an; dieselbe scheint nur dort vorzukommen, wo die Diabase im gestörten Gebirge oder in den Contacthöfen von stockförmigen Tiefengesteinen liegen und scheint unter normalen Verhältnissen nicht aufzutreten, wenngleich die Möglichkeit eines solchen Vorganges durch die Aktinolithnadeln im Chlorit dargethan ist. Die häufigste Art der Umbildung von Augit zu Amphibol in den Diabasen ist die sogenannte Uralitisirung. Von der Peripherie der Augite her entwickelt sich unter gleichzeitigem Übergang der röthlichen Farbe derselben in die grüne eine Parallelfaserung in der Richtung der verticalen Axe, welche von hier aus concentrisch nach innen, und zwar rascher parallel, als senkrecht zur Prismenaxe vorschreitet. Bei hinreichender Vergrösserung sieht man, dass diese Parallelfaserung durch eine Umwandlung in grüne Amphibol- (gemeine Hornblende oder Strahlstein) Prismen bedingt ist, die nach Lage der Elasticitätsaxen, Pleochroismus und Spaltbarkeit in Querschnitten vollkommen sicher zu bestimmen sind. Diese Uralitnadeln sind im

Allgemeinen recht streng parallel unter sich und derart gesetzmässig zum Augit gelagert, dass beide Mineralien die Prismenaxe und die Symmetrieebene gemeinsam haben. Die Orientirung des Tochterminerals durch das Muttermineral geht so weit, dass in Augitzwillingen die Uralitprismen ebenfalls hüben und drüben von der ursprünglichen Zwillingsebene sich in Zwillingsstellung befinden. — In manchen Fällen setzt sich Aktinolith franzen- und bartartig an die terminalen Flächen des Pyroxens an, wenn dieser idiomorph ist, wie das besonders Sederholm von Finnland, Harker vom Cross Fell (hier ist es Tremolit) beschrieben haben.

Diese Uralitisirung kann nicht wohl ein einfacher Act molekularer Umlagerung sein, es ist vielmehr zu erwarten, dass ein Theil des Kalkgehalts des Augits in andere Verbindungen übergehe und thatsächlich ist Epidot ein nahezu constanter Begleiter des Uralits. Solange der Uralitisirungsprocess nicht vollendet ist, bleiben im Innern Augitkerne zurück, deren Anwesenheit leicht den Schlüssel für die Deutung der Genese des Amphibols giebt. Ist dagegen aller Augit verschwunden, so lässt sich ein absolut strenger Beweis für die secundäre Natur des Amphibols kaum führen. Das sind die sogenannten schilfigen Hornblenden der Epidiorite und verwandten Gesteine. Der oft nicht ganz strenge Parallelismus der einzelnen Amphibolprismen im Uralit, der ganze Erhaltungszustand des Gesteins, die Begleitung durch Epidot, die viel verbreitete terminale Ausfaserung in pinselähnliche Büschel, die gelegentliche Erhaltung von Augitresten und die Analogie mit sicher nachweisbaren Fällen muss dann die Handhabe zur richtigen Deutung liefern. Wo solche Aggregate von schilfiger Hornblende im Querschnitt die Augitbegrenzung zeigen, ist natürlich ein Zweifel ausgeschlossen. Diese Uralitbildung ist oft in einem ganzen Gesteinskörper bis zu vollständiger Verdrängung des Augits entwickelt; man hat solche Vorkommnisse, wie sie Holst z. B. in Småland gangförmig an den Salbändern von bedeutenden Spalten fand, deren centrale Theile von Quarzporphyr erfüllt sind, wohl auch Uralitdiabase und Kloos hat sie Uralitite genannt. — Der Uralit wird seinerseits in Chlorit durch einfache Verwitterung übergeführt und bei der grossen Verbreitung der Uralitisirung in den palaeozoischen Diabasen Deutschlands konnte man daher wohl glauben, dass der Uralit ein fast nothwendiges Zwischenstadium auf dem Wege der Chloritisirung des Augits sei.

Es findet sich auch in solchen Diabasen, welche im Schiefer-

gebirge und in Contacthöfen liegen, gelegentlich eine derartige Verwachsung mit brauner compacter Hornblende, dass eine Entstehung dieser aus dem Augit nicht unwahrscheinlich scheint. Dieselbe hat dann nicht selten eine eigenthümliche zwischen grün und braun liegende Farbe und schwachen Pleochroismus, oder ist auch wohl z. Th. blau bis blaugrün gefärbt. Diese braune Hornblende, wahrscheinlich metamorphen Ursprungs, kann nun ihrerseits durch einen Act atmosphärischer Verwitterung grün werden und endlich in Chlorit übergehen, wie das z. B. auch von Schenck im Diabas vom Rimberg im oberen Ruhrthale beobachtet worden ist. — Wo diese Hornblende blaue Färbung zeigt, hat sie nur selten den kräftigen und typischen Pleochroismus des Glaukophans, zeichnet sich vielmehr neben sehr schwachem Pleochroismus bei stets blauen Farbentönen durch wenig starke Doppelbrechung von den normalen Amphibolen aus. Echten Glaukophan als aus Augit hervorgegangen und neben ebenfalls secundärer brauner Hornblende bespricht Gürich in den silurischen Diabasen der niederschlesischen Thonschieferformation von Alt-Schönau und Nieder-Kauffung, Michel-Lévy und Bergeron in Diabasen der Serrania de Ronda. Auch dieser Glaukophan verwittert zu Chlorit. — Da nun ohne Zweifel auch primäre braune Hornblende in paralleler Verwachsung in gewissen Diabasgesteinen vorkommt, so kann die Entscheidung für die eine oder die andere Auffassung oft recht schwer werden. Sichere Deutung ist nur dort möglich, wo diese Hornblende entweder in der eigenen oder in der Krystallbegrenzung des Augits auftritt; fehlt die äussere Form, so wird die Entscheidung stets eine unsichere bleiben müssen.

In gewissen, eine besondere Abtheilung bildenden Diabasen von bisher geringer Verbreitung, aber sehr verschiedenem geologischem Alter findet sich neben dem normalen Diabasaugit ein farbloser monokliner Pyroxen, den man nach Törnebohm's Vorgang Salit zu nennen pflegt, ohne dass bisher diese Deutung durch eine Analyse hätte gestützt werden können. Dieser Salit ist farblos durchsichtig, stets älter als der normale Augit und Plagioklas und immer in vollkommen idiomorphen, langprismatischen Individuen der Diopsidform ausgebildet. Zwillingsbildung nach (100) und (001) ist häufig, und neben der normalen Pyroxenspaltbarkeit nach (110) eine ausgesprochene Querabsonderung vorhanden. Dieses Mineral ist weit weniger widerstandsfähig als der normale Augit und geht sehr leicht von den Quersprüngen aus in serpentinartige grüne Faser-

aggregate über. Dass dieser sogenannte Salit kein Salit sei, wies Hovey nach. Der echte Salit von Sala hat $2E = 112^0 30'$, der Pseudo-Salit der Diabase zeigte allenthalben sehr kleine Axenwinkel mit $2E = 36^0 9'$ im Maximum, während der normale Diabasaugit $2E = 84^0$ besitzt.

Wo Amphibol neben stets vorwiegendem Augit als sicher oder wahrscheinlich primärer Gemengtheil von Diabasgesteinen auftritt, hat er wohl fast stets braune, selten grüne Farbe und bildet bald selbständige prismatische Individuen, die in der Prismenzone idiomorphe Begrenzung zeigen, sich aber terminal gern unregelmässig ausfasern oder zackig enden, oder er ist auf das innigste mit dem Augit verwachsen. Dann umrandet er den letzteren gern in paralleler Stellung (beide Mineralien haben b und c gemeinsam) und grenzt sich nach innen gegen den Augit, nach aussen gegen die übrigen Gemengtheile regellos ab (Kürenz bei Trier), oder er ist nach aussen durch (110) und (010) gesetzmässig begrenzt (Leogang im Salzburgischen), oder endlich er bildet kleine blättrige und fetzenartige Einschlüsse im Augit (Stiebitz und andere Orte in der Lausitz). Nach C. A. Müller ist diese gesetzmässige Verwachsung von braunem Amphibol und Diabasaugit recht verbreitet in den unterdevonischen Diabasen Ostthüringens. Dass primärer Amphibol auch in jetzt amphibolfreien Diabasen in früheren Entwicklungsstadien des Gesteins gelegentlich vorhanden war, kann man aus der dem Amphibol entlehnten Form eigenthümlicher Aggregate von Augiten und Magnetitkörnern mit andern Substanzen erschliessen, welche hie und da vorkommen*, noch deutlicher daraus, dass bis-

* Schwerdt beschreibt ein Diabasgeschiebe aus dem Pa-tau-hó in China, welches kleine braune Hornblendeprismen nur in und um Calcitkörner enthält, welche als primär angesehen werden. Der Amphibol fehlt dem Gestein sonst durchaus.

Frosterus beschreibt einen über 15 km langen Diabasgang aus dem Skjärgård von Åland von theils ophitischer, theils hypidiomorph-körniger Structur, und in letzterem Falle quarzreich. Der Feldspath ist Labrador $Ab_1 An_2$ von rother Farbe und idiomorph, der Augit theils grünlich weiss, theils violett und allotriomorph gegen Feldspath. Die Augite sind stark umgewandelt und zwar, wenn die Umwandlung von innen begann, in ein fasriges Aggregat von Tremolit und Aktinolith mit Streifen von Erzpartikeln; bei weiterem Fortschritt des Processes setzen sich diese Amphibole in Chlorit um. Beginnt die Umwandlung des Augits von der Peripherie her, was jedoch nur in den quarzreichen Typen des Gesteins der Fall ist, dann entsteht stark pleochroitische, compacte, braune Hornblende, die sich weiter in Chlorit und Biotit umsetzt. Dieser braune Amphibol findet sich ausnahmslos nur da, wo der Augit gegen Quarz anstösst.

weilen in einem und demselben Diabasgang hier der normale Augit allein, dort ihn mehr oder weniger vollständig ersetzend der braune Amphibol auftritt. Hobbs beschreibt ein derartiges Vorkommen aus der Gegend von Boston. — Verwachsung von brauner und grüner Hornblende miteinander und mit Augit beschreibt Ransome aus Olivindiabas von Bonita Point am Golden Gate, Californien. — Mit abnehmender Frische geht die braune Farbe des Amphibols in Grün über und es tritt eine eigenthümliche Auflockerung und eine Zerfaserung parallel der Prismenaxe ein, so dass ein ursprünglich compacter brauner Krystall in ein Bündel mehr oder weniger paralleler aktinolithartiger, schwach pleochroitischer, hellgrüner oder fast farbloser Krystallnadeln — die sogenannte schilfige Hornblende übergeht, welche durchaus ähnlich und wohl kaum zu unterscheiden ist von dem Uralit. Ihren Abschluss findet diese Umwandlung in der Chloritbildung, ebenso wie bei Uralit. — Verhältnissmässig selten ist eine Umwandlung der Hornblende in Epidot, wobei der letztere sich gern so ordnet, dass seine Orthodiagonale parallel der verticalen Axe des Mutterminerals liegt.

Auch die Stellung des Biotits, von wohl ausnahmslos brauner Farbe, in den Diabasen ist eine nicht ganz sichere. Er begleitet gern die Hornblende in allotriomorphen Blättchen, die bald selbständig im Gestein liegen, bald randlich mit Augit verwachsen oder von diesem ganz eingeschlossen sind. Wenn man von den Olivindiabasen absieht, welche bei grobkörniger Ausbildung wohl allgemein primäre Hornblende und primären Biotit führen, so begegnet man dem Glimmer vorwiegend in solchen Diabasen, welche nach ihrer Lagerung metamorphosirenden Einflüssen ausgesetzt waren (Lausitz, Harz). Mit einer an Sicherheit grenzenden Wahrscheinlichkeit ist der Biotit dort als secundär zu betrachten, wo er eingebettet in Chlorit in so unregelmässiger Begrenzung vorkommt, dass er geradezu in den Chlorit zu verfliessen scheint, und diese Art des Vorkommens ist die bei weitem häufigste. — Nicht allzu selten begegnet man auch dem Biotit in rosettenartigen Aggregaten mit dem Magnetit und Ilmenit der Diabase verwachsen, analog wie bei den Gabbros.

Ein rhombischer Pyroxen ist vorwiegend in einer besonderen Gruppe von Diabasen vorhanden, die dann gern gabbroähnliche Structur besitzen; er hat hier dieselben Eigenschaften, welche gelegentlich der Gabbros besprochen wurden. Er besitzt infolge seines höheren Alters gern eine vollkommen krystalline

Begrenzung und bildet kurze und gedrungene Säulchen. Allenthalben ist die Umwandlung in Bastit eine sehr verbreitete Erscheinung.

In den wenig zahlreichen Diabasgesteinen, welche primären Quarz führen, hat dieses Mineral den Habitus des Granitquarzes und erweist sich als jüngster Gemengtheil. Einschlüsse von Flüssigkeiten sind allgemein verbreitet, solche von Glas wohl sehr selten. Die Entscheidung darüber, ob der Quarz primär oder secundär sei — der letztere Fall ist zweifellos der häufigere — kann mit grossen Schwierigkeiten verbunden sein. Dass aber primärer Quarz in Diabasen wirklich vorkommt trotz ihres basischen Charakters, ist durch granophyrische Verwachsungen mit Feldspath ausser Zweifel gestellt.

Der Olivin, welcher für eine ganze Gruppe der Diabasgesteine als wesentlicher Gemengtheil angesehen werden muss, ist stets älter als der Feldspath und als der Augit und daher gegen beide idiomorph, wenn auch recht oft, wohl infolge chemischer Deformation, die Ecken und Kanten bis zur Körnerform abgerundet sind. Zu betonen ist die Ähnlichkeit mit dem Gabbro-Olivin in den Mikrostructurverhältnissen, in der häufigen Einschliessung in Augit oder Amphibol, und in den Umwandlungsvorgängen.

Eine bedeutsame und lebhaft zu betonende Erscheinung ist die von mehreren Beobachtern (besonders auch Stecher an schottischen Diabasen) bestätigte Häufigkeit des Vorkommens idiomorpher Olivine in den porphyrischen und vitrophyrischen Grenzfacies von sonst olivinfreien Diabasen. Das beweist die ursprüngliche Bildung dieses Gemengtheils in den basischen gabbroiden Magmen und erklärt den hohen Magnesiagehalt des Diabasaugits, der in späteren Entwicklungsstadien an die Stelle des Orthosilikats tritt. Die Thatsache dieser frühen Ausscheidung von Olivin in der Grenzzone der schottischen Diabase ist um so überraschender, als diese nach Stecher bis zu 7 % mehr SiO_2 enthalten, als die olivinfreien Centren der Intrusivlager.

Bei der Serpentinisirung scheiden sich gern Eisenerze nicht nur in Krystallen und Körnern, sondern auch in zierlichen trichitischen Gestalten aus, die dem frischen Olivin gänzlich fehlen und also sicher Neubildungen sind (Gegend von Dillenburg). Auch Aktinolithnädelchen sind dem Serpentin, welcher aus Olivin entsteht, nicht selten beigemengt. Vollständig pilitische Pseudomorphosen, wie sie die Lamprophyr-Olivine so gern zeigen, beschreiben Cohen und Deecke aus einem olivinarmen Diabasgang vom Hammer-

See auf Bornholm. — Nach Törnebohm's Angaben wurde auch in dem Hellefors-Typus der schwedischen Diabase der Olivin in ein Gemenge von schuppigen chloritischen Substanzen, die sehr fein mit Magnetit durchsprengt sind, und Aktinolith umgewandelt. — Die Iddingsit-Pseudomorphose (vergl. S. 963) nach Olivin beschreibt Ransome aus einem Gangdiabas von Point Bonita am Golden Gate in Californien und wahrscheinlich gehört hierher die von A. Geikie erwähnte Umwandlung in Haematit im Diabas von St. Davids in Wales. — Pseudomorphosen von Calcit nach Olivin direct oder auch unter Vermittlung eines Serpentinstadiums giebt Brauns aus Diabasen der Gegend von Amelose und Bottenhorn im hessischen Hinterlande an.

Von den Eisenerzen scheint Ilmenit entschieden häufiger zu sein, als Magnetit, welch letzterer nach seinen Verwitterungs- und Umwandlungsproducten ziemlich regelmässig titanhaltig sein dürfte. Auch Verwachsungen beider Mineralien scheinen nach dem magnetischen und dem Verhalten gegen Salzsäure oft vorzukommen. Eine zu der Längsrichtung der Plagioklase senkrechte Anordnung des Ilmenits giebt Harker aus Olivindiabas von Plas Newydd in Anglesey an. — Sandberger glaubte nach dem Gehalt an titanhaltigem Magnetit die eigentlichen (devonischen) Diabase von den silurischen (mit Ilmenit), die er Palaeodolerite nannte. unterscheiden zu können. Dagegen sprach sich bereits Gümbel mit Recht aus. — Sowohl Ilmenit, wie Magnetit sind in den Diabasen des Schiefergebirges stets mehr oder weniger in Leukoxen umgewandelt, dessen Titanitnatur Törnebohm bereits im Jahre 1875 erkannte. Dass dieser Leukoxen theilweise zum Anatas gehöre. wurde Bd. I. 3. Aufl. p. 383 erwähnt, auch von Neef bei der Untersuchung glacialer Diabasgeschiebe vermuthungsweise ausgesprochen und von Schenck in den Diabasen des oberen Ruhrthales erkannt. — Nach C. A. Müller enthalten die unterdevonischen Diabase Ostthüringens nicht selten Rutil in 0,1—0,8 mm langen nelkenbraunen Prismen, die stets in den chloritischen Substanzen eingebettet sind. Auch diese dürften wohl erst aus Ilmenit entstanden und nur durch Wanderung in dem Chlorit angesiedelt sein, ebenso wie dieses beim Anatas so oft der Fall ist. — Ebenso erwähnt Gürich in der chloritischen Substanz eines wahrscheinlich zum Diabas zu stellenden Gesteins vom Raubschloss bei Nieder-Kauffung im niederschlesischen Thonschiefergebirge „farblose" Nädelchen, die sich in drei unter 60° gekreuzten Systemen schneiden

und die er für Rutil hält. — G. H. Williams erwies die Umwandlung des Ilmenit in Rutilnädelchen aus einem Feldspathchloritschiefer von den Big Quinnesec Falls am Menominee-Fluss in Wisconsin, der aus Diabas hervorgegangen ist. — Pseudomorphosen von einem erst in heisser Salzsäure löslichen rhomboëdrischen Carbonat nach Ilmenit finden sich in manchen fichtelgebirgischen Devondiabasen, doch scheint dieser Vorgang recht selten zu sein.

Apatit, der oft in reichlicher Menge, zumal im Feldspath eingewachsen vorkommt, bildet mit Vorliebe lange quergegliederte Säulen mit pyramidaler oder basischer Endigung, wohl auch gleichzeitig mit P und oP. Die im Gabbro so häufigen rundlichen und eiförmigen Gestalten dieses Minerals scheinen bei Diabasen kaum vorzukommen.

Von accessorischen Gemengtheilen hat der Pyrit wohl die grösste Verbreitung in Krystallen und derben Massen. — Die saureren Glieder der Diabasreihe enthalten nicht eben selten Titanit, dessen secundäre Natur sehr wahrscheinlich ist; Vélain erwähnt ihn jedoch auch in einem gangförmigen Anorthitdiabas des Amurgebiets. Er findet sich fast stets in verdächtiger Begleitung von Eisenerzen und hat nur selten die idiomorphe Gestaltung, welche eine primäre Bildung wahrscheinlich machen könnte. — Zirkon ist sehr spärlich und nur in wenigen Vorkommnissen nachgewiesen. Schöne Krystalle dieses Minerals enthält der Whinsill-Diabas des oberen Teesdale. — Granat, und zwar Kalkthongranat beobachtete Lawson in Gangdiabasen des Rainy Lake-Gebietes in Canada als ursprünglichen Gemengtheil in den gabbroiden Centren und noch reichlicher in den mehr peripherisch gelegenen, diabasisch-körnigen Facies der Gänge. Dagegen fehlte das Mineral nahezu vollständig der porphyritischen Randfacies der Gänge. — Als secundäre Contactbildung beschreibt ihn Wadsworth in Grünsteinen und Schiefern des Republic Mtn. im Iron-District des Lake Superior-Gebietes (Bull. Museum Comp. Zool. of Harvard College. 1880. 45).

Der sicher nirgends primäre Calcit findet sich nicht nur in feiner Vertheilung unter den Umbildungsproducten der Feldspathe und Pyroxene, sondern oft auch in derben Massen, die nach Art ursprünglicher Gemengtheile im Gesteinsgewebe liegen; in solchen Fällen liegen offenbar echte Verdrängungspseudomorphosen nach Augit oder einem andern, durchaus zerstörten Gemengtheil vor. Solche Calcite sind oft sehr reich an den zierlichsten Flüssigkeitseinschlüssen.

Die Structurformen der Diabasgesteine

zeigen trotz mancher, meist localen und wenig verbreiteten Eigenthümlichkeiten eine gewisse Monotonie. Betrachtet man zunächst die Structur der körnigen Diabase nach ihrem Hauptcharakter, so gehört dieselbe mit Entschiedenheit zu den hypidiomorph-körnigen; im Vergleich mit den typischen stockförmigen Tiefengesteinen stellen sich jedoch eine Anzahl abweichender Verhältnisse heraus, denen zufolge fast alle Forscher der Diabasstructur eine Sonderstellung einräumen und sie als „ophitisch" (Fouqué und Michel-Lévy), „divergent-strahlig-körnig" (Lossen) oder diabasisch-körnig bezeichnen*. Diese Eigenthümlichkeiten lassen sich auf zwei Ursachen zurückführen: die meistens sehr ausgesprochene Leistenform der Plagioklase und die frühere oder doch nicht ausgesprochen spätere Krystallisation derselben aus dem Magma im Vergleich zu den pyroxenischen Gemengtheilen. Denkt man sich diese beiden Momente in ausgesprochener Weise zur Entwicklung gelangt, so besteht das Gestein, von den weniger wichtigen Gemengtheilen abgesehen, aus kreuz und quer gelagerten, sich nicht oder doch nur selten gegenseitig berührenden schmalen Feldspathleisten, welche von grossen allotriomorphen Augitindividuen, wie von einem Kitt, einer Art Mesostasis (Zwischenklemmungsmasse) zusammengehalten werden (Taf. II Fig. 3 u. 4). Das ist die Structur, welche ganz eigentlich mit dem Worte ophitisch oder divergent-strahlig-körnig bezeichnet wird und man sieht leicht, dass dieselbe zumal in augitreichen und feldspatharmen Diabasen zu deutlicher Erscheinung muss gelangen können. Das Charakteristische dieser Structurform verliert sich mehr und mehr mit zunehmender Menge des Feldspaths, dessen lange Leisten die grossen allotriomorphen Augitindividuen in immer kleinere eckige Partien zerschneiden, dadurch aber vielfach sich selbst gegenseitig berühren, treffen und an der Ausbildung hindern.

---

* Es gelang Fouqué und Michel-Lévy, die „ophitische Structur" bei einem künstlich dargestellten Diabas herzustellen, als sie ein Gemenge von 1 Theil Anorthit mit 2 Theilen Augit oder dieselben Mineralien zu gleichen Theilen im Platintiegel zusammenschmolzen und dann vier Tage lang bei hoher Temperatur im Schmelzfluss hielten, um den Feldspath krystallisiren zu lassen, dann weitere vier Tage bei niedrigerer, während welcher der Augit sich ausbildete. War die Temperatur nicht hoch genug, d. h. also vollzog sich die Krystallisation zu rasch, so hat das Krystallisationsproduct nicht die Structur eines Diabas, sondern eine „mikrolithische" Structur, wie sie den Trachyten und andern Laven eignet. cf. Bull. Soc. min. Fr. 1881. IV. 277.

Der Idiomorphismus der Feldspathe wird hierdurch mehr und mehr undeutlich, derjenige der Augite wird anscheinend grösser. In einem gewissen Stadium werden die leistenförmigen Feldspathe und ihre regellose Anordnung noch den Eindruck der ophitischen oder divergent-strahlig-körnigen Structur hervorbringen, aber in weniger deutlicher Weise, bis endlich durch die häufige Intersection derselben die Leistenform nach und nach verschwindet und so die Structur in eine regellos körnige übergeht. Trotzdem auf diesem Wege die eigenthümliche Erscheinung der Diabasstructur verloren gegangen ist, bleiben doch die Grundbedingungen derselben dem Wesen nach bestehen und daher ziehe ich den Ausdruck diabasisch-körnig für die besprochene eigenthümliche Abart der hypidiomorph-körnigen Structur den andern vor, die nur eine bestimmte Modalität des allgemeinen Phänomens charakterisiren. Diese diabasisch-körnige Structur wird auch nicht wesentlich dadurch alterirt, dass, wie dieses in den feldspathreichen Vorkommnissen oft, in den feldspathärmen seltener der Fall ist, ein Theil des Augits idiomorph ausgebildet ist; sie bleibt erhalten, solange die Leistenform des Feldspaths erhalten bleibt und die Bildungsepoche des Feldspaths vor derjenigen des Augits abgeschlossen wurde. Man kann sich hiervon recht deutlich bei dem Studium der etwas zu porphyrischen Structurformen neigenden Diabase des von Törnebohm aufgestellten Öjetypus überzeugen. — Die divergent-strahlige Anordnung der Plagioklasleisten kann sich gelegentlich bis zur Ausbildung von mehr oder weniger vollkommenen Plagioklassphärolithen steigern, wie dieses Lossen an dem Diabas des Henkersberges bei Wernigerode, im Osterode-Harzburger Grünsteinzug, bei Wildungen am Ostrande des rheinischen Schiefergebirges, Rothpletz an silurischen Diabasen der Section Frankenberg-Hainichen wahrnahmen. Seltener tritt zu der sphäroidalen Anordnung der Plagioklasleisten auch eine solche des Säulen- und Nadelform annehmenden Augits hinzu, wie in einem Diabas von Dillenburg im rheinischen Schiefergebirge, von Zartenhaus bei Goldkronach im Fichtelgebirge. Überaus regelmässig gebaute Augitsphärolithe führen hie und da die Gangdiabase im Gneiss von Rio de Janeiro. Auch Dathe erwähnt sphärische Aggregatformen von Feldspath und Augit im Culmdiabas von Ebersdorf in Ostthüringen.

Weit stärker wird diese diabasisch-körnige Structur verändert, sobald die Leistenform der Plagioklase irgendwie verloren geht. Nimmt der Feldspath, wie dieses in den so nahe verwandten Gab-

bros die Regel ist, die Form breiterer Tafeln oder äquidimensionaler Körner an, so entwickelt sich sofort die normale hypidiomorph-körnige Structur der typischen Tiefengesteine. Es ist hiermit anscheinend stets eine grössere Idiomorphie der Augite verknüpft, entsprechend etwa derjenigen der Bronzite in gewissen Noriten und es wird oft recht schwer, zu entscheiden, welcher der beiden Hauptgemengtheile die länger andauernde Bildungsperiode besass. Mit dem Eintritt dieser Structurform findet eine grosse Annäherung an die Gabbrogesteine statt und man könnte dieselbe geradezu mit der Gabbrostructur vergleichen. — Der Gegensatz der diabasisch-körnigen Structur gegen die normale hypidiomorph-körnige der eigentlichen Tiefengesteine ist ein so auffallender, dass er nur selten der Beobachtung entging und die meisten Erforscher der Diabase geradezu nöthigte, an und für sich gleiche Gesteine hiernach verschieden zu benennen. So ist z. B. bei Arch. Geikie in seiner wichtigen Arbeit über die carbonischen Eruptivgesteine des Firth of Forth-Beckens an die Bezeichnung Diabas und Dolerit nicht ein Alters-, sondern ein Structurunterschied gebunden. Sein Diabas ist ein echter carbonischer intrusiver Diabas mit normaler hypidiomorph-körniger Structur, sein Dolerit ist ebenfalls ein olivinfreier, carbonischer Intrusivdiabas, aber mit typisch diabasisch-körniger, ophitischer Structur. Dass der erstere nach Geikie's Annahme reichlich Orthoklas, der letztere nur wenig oder keinen besitzt, dass der Dolerit gelegentlich eine Mandelsteinstructur annimmt, das sind, falls die erste Angabe wirklich zutrifft, begleitende, aber nicht für die Unterscheidung bestimmende Momente. Die effusiven, basisführenden und olivinhaltigen Eruptivgesteine der gleichen Periode, welche unseren Melaphyren entsprechen würden, nennt er Basalte. — Ebenso unterscheidet A. Michel-Lévy bei den prägranitischen, dem Cambrium eingelagerten Diabasen des Beaujolais und Mâconnais ophitische und granitoide Diabase und betont die deutlichen Übergänge der letzteren in Gabbros. — Repräsentanten dieser beiden Hauptstructurtypen wird man unter den Diabasen des rheinischen und westfälischen Devon, des Fichtelgebirges und anderer Localitäten unschwer auffinden. Seltener schon ist die Ausbildung beider Typen an ein und demselben Vorkommniss; die schönsten mir bekannten Beispiele liefern die grossen Whinsill-Lager des nördlichen England (hier liegen die granitoiden Typen in der Mitte der Decke, wo auch die Korngrösse des Gesteins die bedeutendste ist) und die Vorkommnisse im Sandstein des Connecticut-Thales.

Ausserordentlich mannichfaltig sind die Übergänge in porphyrische Structurformen; dieselben scheinen vorwiegend als Randfacies aufgefasst werden zu müssen und sind oft von einer schon makroskopisch erkennbaren Verdichtung des Korns der Hauptgesteinsmasse begleitet, aus welcher sich dann einzelne grössere Krystalle von Feldspath (Diabasporphyritfacies) oder Augit (Augitporphyrfacies) abheben. Dabei bleibt die eigentliche Gesteinmasse in den meisten Fällen holokrystallin und diabasisch-körnig; in andern Fällen klemmt sich zwischen die Feldspathleisten und Augitindividuen in polygonalen und keilförmigen Partien eine, von echtem oder secundär verändertem Gesteinsglas durchtränkte Masse ein, welche vorwiegend aus äusserst schmalen und langen Feldspathleistchen in oft radialer Anordnung besteht, (Lupbode-Thal im Harz, Whinsill, Connecticut-Thal); das sind die Tholeiitfacies der Diabase. Oder es werden diese keilförmigen Räume bei saureren Abarten der Diabasfamilie von granophyrischen Quarz-Feldspath-Aggregaten ausgefüllt (Konga-Diabas, Connecticut-Thal, Diabasgänge im Gneiss bei Rio de Janeiro); das sind die Cuselitfacies der Diabase. Es kann diese randliche Porphyrfaciesbildung bis zur Entwicklung sehr glasreicher Salbänder gedeihen, das sind die Diabasvitrophyre.

Eine andere Art der abnormen Structurformen findet sich besonders bei feldspathreichen und dichten, mehr den Habitus von Oberflächen-Ergüssen tragenden Diabasen. Es geht die divergentstrahlige oder mehr regellose Anordnung der Feldspathleisten in eine parallele über, die wohl als ein Fluidalphänomen aufgefasst werden muss. Der Augit bildet hierbei wohl nie einen eigentlichen Kitt, sondern er erscheint in einzelnen kleinen Körnern, die Structur hat deutlich einen spilitischen Charakter. Gar nicht selten verknüpft sich hiermit die Entwicklung von Mandelräumen, welche dann gern mit Auslaugungsproducten des Gesteins (Carbonaten, Delessit und Chlorit, Epidot, Quarz und Limonit) erfüllt sind. Diese Structur findet sich gar nicht selten auch als Randfacies an sonst normalstruirten Diabasen. In extremer Ausbildung führt diese Entwicklung zum Variolit.

Das letzte Jahrzehnt hat eine ganze Reihe sorgfältiger Untersuchungen über die Beziehungen der Structur in Diabasgesteinen zu den geologischen Verhältnissen geliefert, unter denen sie entstand. Einige der Resultate mögen hier kurz mitgetheilt werden.

Hovey studirte eine Reihe von herrlich frischen Gangdiabasen

aus der Umgebung von Rio de Janeiro, welche ich Herrn Derby's Güte verdanke und fand, soweit Handstücke aus demselben Gange von verschiedenen Stellen vorlagen, Abhängigkeit der Structur von der Nähe des Salbandes in demselben Maasse, wie die Structur in verschiedenen Gängen von verschiedener Mächtigkeit sich änderte. Bei mächtigen Gängen zeigte sich die Structur holokrystallin und zwar gabbroide bei hohem Feldspath, ophitisch bei hohem Augitgehalt; spec. Gew. = 3,049—3,020. Bei Gängen von 2 m Mächtigkeit war die Structur ophitisch mit spärlichen intersertalen Resten; demgemäss ergab sich spec. Gew. = 2,977. Bei 1 m Mächtigkeit trat pilotaxitische oder hyalopilitische Structur bei spec. Gew. = 2,944 ein und ein Gang von nur 20 cm Mächtigkeit war glasreich mit spec. Gew. = 2,913. Der Idiomorphismus der Augite verhielt sich umgekehrt zum Grade der krystallinen Entwicklung und der Korngrösse. — Analog sind Beobachtungen von Cohen und Deecke an Bornholmer Diabasgängen und später zu besprechende Funde Lawson's an Gängen des Rainy Lake-Gebietes in Canada.

Sehr wichtig sind Mittheilungen von Brauns über die Structur von körnigen Diabasen des rheinischen Schiefergebirges. Er wies an einer Anzahl derselben geflossene Oberflächen mit strickähnlichen und andern Formen nach, die wir nur von Laven kennen und lieferte damit den unwidersprechlichen Beweis, dass auch die körnigen Diabase zu den Effusivgesteinen zu stellen sind, wie in dieser Auflage im Gegensatz zur zweiten geschehen ist. Die Fundorte für diese Vorkommnisse sind die Herborn-Seelbacher-Mühle bei Herborn, Feldbacher Wäldchen bei Dillenburg, der Mittelberg bei Quotshausen, gegenüber Friedensdorf an der linken Lahnseite zwischen Buchenau und Biedenkopf, hinter Homertshausen an der Landstrasse nach Niedereisenhausen.

Bei Quotshausen bestehen die Seile und gewundenen Stricke der geflossenen Oberfläche aus einem gelben Glase, welches nur wenige Erzausscheidungen und ganz spärlich Feldspath führt, aber secundär stark entglast ist. Primär sind auch feinste trichitische Feldspathbündel und Sphärokrystalle. Dann findet nach der Hauptgesteinsmasse hin ein allmähliger Übergang durch feinkörnige und porphyrische Structurformen, in denen zuerst Feldspath, erst später Augit auftritt, nach dem Diabas hin statt. Die hypidiomorphkörnige Structur stellt sich sehr bald unter der glasigen Schlackenkruste ein. — Bei Homertshausen finden sich Diabasglas und Variolit als randliche Ausbildungsformen an zwei übereinander hin-

geflossenen Strömen an der Grenze von Oberdevon und Culm. Ein Schieferband trennt beide Ströme. Die glasige Schlackenkruste ist höchstens 6 mm dick und geht durch Variolit in feinkörnigen Diabas über. Das reine Glas ist hellgrün mit Stich ins Gelbliche oder hellbräunlichgelb und, besonders in der Nähe von Einschlüssen, durch Spannung doppelbrechend. In diesem Glase liegen Olivinkrystalle mit Glas- und Picotiteinschlüssen. Nach dem Gestein hin werden die Olivine mehr und mehr corrodirt und sind in Serpentin und Calcit umgewandelt. Das Glas ist theils globulitisch, theils fibroide, theils pigmentär-krystallitisch, theils sphärolithisch entglast, ganz wie die später zu besprechenden Gangdiabasgläser Sordawalit u. s. w. Bei globulitischer Entglasung sind die Globulite zu optisch negativen Cumuliten mit scheinbar radialfasriger Structur geordnet; es sind Globosphärite von bräunlicher Farbe, während das Glas grünlich ist. — Was Brauns als fibroide Entglasung bezeichnet, findet sich besonders um dunkle Pigmentanhäufungen und stets so, dass die ganze Glasmasse in angenähert rundlich-eckige Zellen zerfällt. Auf dieses Stadium einer ersten Entglasung folgt die Entwicklung von Feldspathmikrolithen mit pinselförmigen Ansätzen von bräunlicher Farbe, ohne dass auch schon Augit sich ausschied, aber während noch Olivin vorhanden ist. Hierauf folgt eine sphärolithische Zone mit Sphärolithen von stark schiefer Lage (20^0—30^0) des Interferenzkreuzes und starker Durchtränkung mit Erzen. Dann kommt die Variolitzone und darauf erst der normale Diabas. Die Grundmasse des Variolits ist grün mit gelben Schattirungen, theils radialfasrig, theils schuppig-körnig mit Aggregatpolarisation. Darin liegen Olivinkrystalle und Augitwachsthumsformen. Die Variolen enthalten Olivin, Feldspath und Magnetit; aber keinen Augit und lösen sich leicht aus der Gesteinsmasse heraus. Der Feldspath bildet den Hauptantheil und besteht aus radialgeordneten trichitischen Individuen. — Die Entwicklung vom reinen Glase zum Diabas ist eine anscheinend zweifache, entweder durch fibroides Glas und sphärolithische Entglasung zu Variolit und dann zu Diabas, oder aber durch pigmentär-krystallitische Entglasung ohne Variolitbildung direct zum Diabas. Indessen verfliessen diese beiden Reihen vielfach ineinander, so dass man besser sagt, dass die Variolitbildung oft fehlt. Der eigentliche Diabas ist in der Nähe der Glashülle als ein vitrophyrischer Olivin-Melaphyr mit Feldspatheinsprenglingen, in seinen tieferen Theilen als fast olivinfreies diabasisch-körniges Gestein entwickelt. — Auch um

Einschlüsse von Kalkstein, die sich im Homertshauser Diabas finden, ist das Gestein schlackig und besteht aus einem stark durch Magnetit getrübten Glase, in welchem die Magnetite besonders am Rande der Poren sich häufen. Augit und Feldspath fehlen; wo der Feldspath dann in einiger Entfernung von den Einschlüssen erscheint, hat er sofort den Habitus wie im Diabas. Brauns meint, dass die Blasen von der bei Einschmelzung des Kalksteins frei werdenden Kohlensäure herrühren, während zugleich der aufgenommene Kalk das Eisenerz ausgefällt habe. Letzteres könnte man angesichts des Fehlens des Magnetits in Palagoniten bezweifeln. Dass die Erzkörner sich an den Poren zusammendrängen, erklärt sich ebenso wie die Körnerkränze um Luftblasen in Pulverpräparaten.

Auch Barrois beschreibt die Übergänge von normalem Diabas in Hyalodiabas und das Zusammenauftreten von typischen Diabasen, Spiliten, Spilitmandelsteinen mit sphärolithischer Anordnung der Feldspathe und Augite, reinen Diabasgläsern mit mancherlei krystallitischen und mikrolithischen Gebilden und Varioliten in einer mittelsilurischen Diabasformation des kleinen Plateaus von Menez-Hom zwischen der Rade de Brest und der Bucht von Douarnenez. Die Gesteine bilden Ergüsse (coulées) und werden von Tuffen und Breccien begleitet.

Ähnliches beschreibt Loewinson-Lessing in einer mir nicht verständlichen russischen Studie über die Diabasformation im Gouvernement Olonez, Reiser vom Allgovit und andere Autoren.

Die verschiedenen randlichen Entwicklungsphasen in der Structur von Diabasen und Melaphyren, wie sie nach Brauns mitgetheilt wurden, sind in ähnlicher Form bereits lange vorher bekannt gewesen und beschrieben worden. Hierher gehören die glasigen Salbänder, welche schon Hawes an den triadischen Diabasen des Connecticut-Thales untersucht hat. Allenthalben ist für dieselben charakteristisch die tiefgelbe bis braune Farbe des Glases, die oft in Skeletten und Wachsthumsformen ausgebildeten, spärlichen krystallinen Ausscheidungen von Plagioklas, Olivin und Augit allein oder in wechselnder Combination miteinander. Die Plagioklase enthalten sehr oft einen äusserst einschlussreichen (Glas und Schlacken) Kern, so dass sie in Längs- und Querschnitten an Chiastolithe gemahnen. An diese Ausscheidungen setzen sich gern

Büschel und Sphärolithe von tiefbrauner Farbe, welche stets von einem entfärbten Wachsthumshofe umgeben sind und die auch selbständig in dem Glase zerstreut sind. — Törnebohm beschrieb solche Gesteine als Gangsalbänder und in schmalen eigenen Gängen und Trümern aus dem Kalk von Samuel Anders-Grube, Kirchspiel Grangärde, und von Kallbacken im Kirchspiel Floda in Dalekarlien, aus dem Granit von Carlberg bei Stockholm und aus dem Diabas von Torsåkers Kyrka in Södermanland unter dem Namen glasige Trappe. — Ebenso gehören hierher die als Sordawalit (Salband eines Diabasgangs) und Wihtisit (2—3 Zoll breiter Gang im Granit) in den Lehrbüchern der Mineralogie aufgeführten finnischen Vorkommnisse. Vom Sordawalit hat Loewinson-Lessing eine ausführliche Schilderung gegeben, wonach die mannichfachen Ausbildungen sehr genau mit denen der Schlackenkruste des Diabas von Homertshausen übereinstimmen. — Wahrscheinlich haben auch von Wadsworth (Proc. Boston Soc. nat. hist. 20. Febr. 1878. 315) beschriebene Gänge im Amphibolgranitit von Rockport hier ihren Platz; vielleicht auch Niedzwiedzki's „Melaphyr" aus der Gegend von Zoronino im westlichen Balkan. — H. v. Foullon schildert solche vitrophyrische Formen mit nahezu farblosem Augit und bräunlichen, radialfasrigen Sphärolithen von Casa Creme bei Recoaro und von Gleschebe oberhalb Casa Creme aus Wengener Schichten. — Groom beschreibt sie aus dem Gabbro des Carrock-Fell.

Alle diese Gebilde verhalten sich zum Diabas, beziehungsweise zum Melaphyr genau so, wie der Tachylyt zum Basalt. Es sind Hyalodiabase und Hyalomelaphyre; sie zeigen bei gleicher Structur und Zusammensetzung mit den Basaltgläsern auch deren geologische Beziehungen zu den höher krystallinen Entwicklungsformen der gabbroiden Magmen. Sie liefern ein Glied mehr in der Beweiskette dafür, dass Diabase, Melaphyre und Basalte nur altersverschieden sind und nicht dem Wesen nach von einander abweichende Gesteinsreihen darstellen.

Die Beziehung der Variolite zu den glasigen Ausbildungsformen der Diabase geht aus den Beobachtungen von Brauns und andern deutlich hervor und war aus deren Beschaffenheit und mikroskopischem Studium schon vorher von mir und andern Petrographen erkannt und schon in der ersten Auflage (1877) dieses Buches im Gegensatz zu Zirkel, der ihre Zusammensetzung nicht

richtig verstanden und ihr Wesen irrig gedeutet hatte, dargelegt. Noch bis zum Erscheinen der zweiten Auflage dieses Buches waren im Wesentlichen nur die mannichfach veränderten Variolite des Fichtelgebirges, des Frankenwaldes und sächsischen Voigtlandes, der savoyischen Alpen und der Riviera und die frischen und unveränderten aus dem Gouvernement Olonez bekannt. Nach den älteren Darstellungen von Lory und andern französischen Geologen musste man die Variolite der savoyischen Alpen für eine endomorphe Contactfacies von „körnigen Diabasen" (Euphotides) halten und dieser Annahme widersprechen auch die Untersuchungen Gümbel's im Fichtelgebirge nicht. Trotzdem heisst es schon in der 2. Aufl. dieses Buches S. 227: „Diese auch bei effusiven Diabas- und Augitporphyriten vorkommenden Randbildungen," womit also anerkannt wird, dass die Variolitbildung nicht allein im strengsten Sinne eine Contacterscheinung sei, solange man nicht auch die Berührung mit der Atmosphäre als Contact bezeichnen will. Wenn dann (l. c.) vor einer Verwechslung der Variolites de la Durance und der Variolites du Drac (Diabasmandelstein, Kalkdiabas, Blatterstein, Spilit) gewarnt und fortgefahren wird: „Da nun variolitische und mandelsteinartige Ausbildung bei echten Diabasen Contactphänomene sind und also gelegentlich zusammen auftreten, so hat man beide wohl miteinander verwechselt oder in genetische Beziehung zu einander gesetzt, wozu kein Anlass irgend welcher Art vorliegt," so muss man heute einen solchen Zusammenhang doch in gewissem Sinne zugeben und ferner anerkennen, dass nach den Untersuchungen von Cole und Gregory am Mont Génèvre und von Gregory allein im Fichtelgebirge diese beiden Hauptfundorte von Varioliten nicht durchweg die Contactfacies von körnigen Diabasen zeigen.

In der Umgebung des Dörfchens Mont-Génèvre um den Col du Chenaillet, Col de Gimont und Mont La Plane zwischen Briançon und Césannes steht die Diabasformation an, aus welcher sowohl die Geschiebe der Durance, wie diejenigen der Dora stammen. Das Liegende bildet ein mehrfach in Augengabbro und Gabbroschiefer übergehender Saussuritgabbro nach Cole und Gregory, der aber nichts mit dem Variolit zu thun hat. In diesem Gabbro setzen schmale $6^1/_2$ Zoll bis 4 Fuss mächtige Diabasgänge auf, welche nach den Salbändern hin spilitisch werden und schmale glasige Krusten besitzen. Variolitbildungen sind sehr selten in diesen Gängen, die sich nicht in die über dem Gabbro liegende Variolit-

diabasformation hinein verfolgen lassen. Doch wird auch diese von Gängen, dichten Diabasen, Diabasporphyriten und tholeiitischen Diabasen (Dolérites) durchsetzt, an denen sich gelegentlich variolitische Salbänder zeigen. Die von diesen Gängen durchsetzte Diabasmasse, graugrün und dicht, zeigt eine auffallend kuglige Absonderung und sie trägt die variolitischen Randbildungen an allen Absonderungsflächen. Die Autoren sagen: „the spherulitic selvage is found on every conspicuous surface of division throughout the rock and ofter seems to have been infolded when still viscid by the pressure of adjacent masses.“ — Mit diesem Diabas ist ein „Variolittuff“ verbunden, der nach der Beschreibung der Autoren und auch nach Piolti's Darstellung zu den Agglomeratlaven gehören dürfte.

Im Fichtelgebirge fand Gregory bei Berneck den Variolit ebenfalls z. Th. an der Oberfläche von kugligen Massen, welche denen vom Mont Génèvre ähnlich sind und als echte Randbildung. Doch kommt sie nur selten als unmittelbare Salbandbildung, sondern erst in kurzer Entfernung vom glasigen Salband vor, wie das ja auch Brauns von Homertshausen angiebt. — Ebenso hatte schon Dalmer beobachtet, dass die Variolite vom Schönfels, vom Galgenberge und Kreuzberge bei Planitz und einigen andern in der Nähe liegenden Punkten auf die Randzone des Diabas beschränkt seien, wenn auch bei Schönfels noch 50 m von dem Contact entfernt zahlreiche und deutliche Variolen vorkommen und das kleine Vorkommen vom Galgenberge durchweg variolitisch ausgebildet ist. Auch hier hat man die Variolitbildung in dichtem Diabasmandelstein mit auffallend kugliger Absonderung, die kein Verwitterungsphänomen sein kann, da die Mandeln parallel der Kugeloberfläche in concentrischen Kreisen liegen. — Auch Dathe macht auf dieses eigenthümliche Verhältniss bei den Diabasmandelsteinen Ostthüringens aufmerksam und auch Ransome beschreibt Variolitstructur in Verbindung mit dieser eigenthümlichen kugligen Absonderung von Point Bonita am Golden Gate aus Diabas, der in Verbindung mit Basalt steht, aber älter ist als dieser, vergl. oben S. 1064. Diabas und Basalt bezeichnen hier Structurbegriffe und Erhaltungszustände, nicht Altersunterschiede. Die Gesteine stehen in Verbindung mit dem Francisco-Sandstein, den man für cretacisch hält, dessen Alter aber nicht sicher feststeht.

Nach allen diesen übereinstimmenden Angaben dürfte eine bestimmte Beziehung zwischen dieser Form der kugligen Abson-

derung und der Variolitbildung nicht einfach von der Hand zu weisen sein.

Der eigenthümliche Zustand, in welchem die Variolite der savoyischen Alpen, des Fichtelgebirges und anderer stark gefalteter Gebiete vorliegen, möge die folgende Beschreibung rechtfertigen. — Belegt man die bekannten, stets heller als die Gesteinsmasse gefärbten, porcellan-jaspisähnlichen, warzenartig über die Verwitterungsflächen des Gesteins hervorragenden, sehr oft von schmalsten hellen Trümchen durchzogenen, durchschnittlich nicht über erbsengross werdenden, oft bis zur Nadelstichgrösse herabsinkenden Knöllchen, denen die Variolite ihre Bezeichnung verdanken, mit dem Namen Variolen, so kann man den Gesteinsrest, der stets dicht aussieht und keine primäre Mineralbildung mit dem blossen Auge wahrnehmen lässt, als Grundmasse unterscheiden. Die relative Menge von Variolen und Grundmasse ist eine in weitesten Grenzen schwankende, die Anordnung der Variolen in der Grundmasse ist bald eine regellose, bald verschmelzen zwei oder mehr Variolen seitlich zu einer grösseren, oder sehr viele Variolen drängen sich gewissermaassen zu Variolenaggregaten, bei denen zwischen den einzelnen Variolen, solange sie rund sind, kleine Mengen von Grundmasse eingekeilt bleiben oder aber durch gegenseitige Abplattung der Variolen alle Grundmasse ausgeschlossen wird. Auch findet man nicht selten eine reihenartige Anordnung der Variolen. Der Unterschied von Variole und Grundmasse ist in den meisten Vorkommnissen ein überaus scharfer und in die Augen fallender, in andern verfliessen Variole und Grundmasse bis zur Ununterscheidbarkeit ineinander (Jalguba). In den meisten Varioliten finden sich Mandelräume (Vacuolen) von meistens sehr mikroskopischen Dimensionen, welche dann mit Zersetzungsproducten des Gesteins (Chlorit, Epidot, Quarz, Aktinolith, Calcit, nach Michel-Lévy auch Eisenglanz und Tridymit) erfüllt sind. Diese Vacuolen liegen sowohl in der Grundmasse, wie in den Variolen, in den letzteren gern annähernd im Mittelpunkt, doch auch häufig randlich oder zu mehreren in ein und derselben Variole. Eine Beziehung der Structur der Variole zu der Vacuole ist im Allgemeinen nicht erkennbar. Es wurde nie beobachtet, dass eine Vacuole in einer Variole ohne radiale Structur gelegen hätte; ob dies indessen Zufall oder Regel sei, darüber lässt sich bei der doch geringen Zahl der untersuchten Vorkommnisse nicht entscheiden. Die meistens schon mit dem Auge oder der Loupe erkennbaren schmalen hellen Trümchen der

Variolite durchziehen gleichfalls Variole und Grundmasse. Dieselben scheinen ein Schrumpfungsphänomen und erst nach vollzogener Bildung der Variolen entstanden zu sein; auf diesen Trümchen, deren Anzahl sich mikroskopisch oft nicht unbedeutend vermehrt, finden sich dieselben Mineralien, wie in den Vacuolen; doch gesellt sich zu denselben Feldspath, den ich in den Vacuolen nie beobachtete. Da Vacuolen und Trümer keineswegs sich in allen, am schönsten in den savoyischen Varioliten finden, so gehören sie nicht zum Wesen der Variolitbildung und bedürfen nicht einer ferneren Berücksichtigung in der folgenden Beschreibung. Ebenso sei gleich hier vorausgeschickt, dass in allen Varioliten Calcit bald in feiner Vertheilung, bald in grösseren Körnern gefunden wurde, und zwar in der Grundmasse und in den Variolen; ich halte denselben für secundär und werde seiner nicht mehr erwähnen.

Die Grundmasse der Variolite zeigt gegenüber den Variolen die einfacheren und weniger wechselreichen Verhältnisse. Ihre Farbe ist fast stets grün in verschiedenen Nüancen, die in blau, gelblich und braun gelegentlich hinüber spielen. Bei schwachen Vergrösserungen im gewöhnlichen Lichte ist sie anscheinend der Hauptmasse nach homogen. Zwischen gekreuzten Nicols trägt sie trotz oft sehr geringer Polarisationserscheinungen im Allgemeinen nicht den Charakter eines Gesteinsglases, ausser in Vorkommnissen von der Bucht Jalguba am Onega-See im Gouv. Olonez, in welcher sie bräunlich gefärbt ist und ein echtes, allerdings stark globulitisch getrübtes Gesteinsglas darstellt. Doch kommen auch an dieser Localität grüne Farben vor und dann ist die Grundmasse doppelbrechend in unregelmässig begrenzten Flecken. Wo solche Grundmassen den geringsten Grad von Doppelbrechung zeigen (in manchen fichtelgebirgischen Vorkommnissen), hat man den Eindruck, als läge eine an und für sich isotrope, nur sehr dicht mit schwach doppelbrechenden schuppigen Massen (Chlorit) durchspickte Substanz vor, ein Gesteinsglas, in welchem sich secundär (neben allverbreitetem Calcit) chloritische Aggregate entwickelt haben. Dass die grüne, anscheinend oder wirklich isotrope Grundmasse kein reines Glas sei, das beweist der geringe Grad von Lichtdurchlässigkeit, den sie besitzt. In andern Varioliten besteht diese Grundmasse aus schwach doppelbrechenden, schuppigen grünen Chloritaggregaten, in denen fast immer einzelne, bald sehr zarte, bald grössere Aktinolithnadeln liegen (Raitschin, Berneck an der Strasse nach Gefrees u. a.); diese Aktinolithnadeln nehmen an

Menge oft sehr zu und führen so, unter Verdrängung des Chlorit, zu Grundmassen hinüber, welche fast ausschliesslich aus kurzen, prismatischen, parallelfasrigen Aktinolithindividuen zusammengesetzt sind (Durance, Turin). Die erwähnte Form des Aktinoliths ergiebt sich aus der Thatsache, dass alle Durchschnitte ungefähr isometrisch erscheinen. Der Aktinolith unterscheidet sich leicht und sicher vom Chlorit durch die Structur, die Höhe der Doppelbrechung, den Pleochroismus und die Unlöslichkeit in Salzsäure; Spaltbarkeit im Querschnitte ist nur sehr vereinzelt wahrzunehmen. In den chloritischen und aktinolithischen Grundmassen trifft man bald reichlicher, bald spärlicher Epidotkörner und Stachelchen, deren Unterscheidung von Augit allerdings sehr schwer und misslich ist; ich bin nicht sicher, ihn allenthalben richtig bestimmt zu haben. Die bisher besprochene Entwicklung der Grundmasse ist zweifellos eine secundäre und ich glaube, dass ihr ursprüngliches Substrat allenthalben ein eisenreiches Gesteinsglas war. Nun wird man aber in allen diesen grünen Grundmassen (nicht in dem bräunlichen Glase von Jalguba) bald einzeln, bald in grösseren Mengen äusserst kleine, stark licht- und doppelbrechende Körnchen und Stacheln, und noch häufiger nach aussen borstige Kügelchen (ähnlich dem Knauf eines Morgensterns) finden, welche ich auf Grund der in vielen Vorkommnissen wahrnehmbaren Übergänge (Berneck, Vorderreuth bei Stadt Steinach, Savoyen) in wohl bestimmbaren Augit ebenfalls für Augit halten muss. Immerhin ist eine sichere Unterscheidung dieser Dinge von Epidot im einzelnen Falle oft geradezu unmöglich. Endlich finden sich solche grüne Grundmassen, in denen der Augit in deutlicher Krystallform als Mikrolith entwickelt ist (Vorderreuth, Berneck) und dann wird er fast stets in geringeren oder grösseren Mengen von Ilmenit- und Plagioklasmikrolithen begleitet. Es lassen sich also alle diese Grundmassen als verschieden weit vorgeschrittene und nachher secundär veränderte Entwicklungsformen eines Diabasmagmas ungezwungen erklären und mit den Thatsachen bei Homertshausen in Einklang bringen. — Diese Grundmasse der Variolite zeigt in manchen, zumal alpinen Vorkommnissen deutliche perlitische Sprünge, welche ebenso wie die oben erwähnten Trümer mit Umwandlungsproducten des Gesteins ausgekleidet sind.

Die Variolen dieser Diabasrandfacies sind sehr verschiedener Art. Man kann zunächst solche unterscheiden, welche eine mehr oder weniger deutlich radiale Structur erkennen lassen, die sie in die Gruppe der sphärolithischen Gebilde verweist, und solche, denen

diese Structur abgeht. Zusammen scheinen diese beiden Classen, deren letzte mir nur von zwei fichtelgebirgischen Localitäten bekannt geworden ist, nicht vorzukommen. Studirt man einen Variolit der piemontesischen Alpen mit Rücksicht auf die Variolen, so wird man schon bei schwacher Vergrösserung erkennen, dass die einen der kugligen Gebilde bei im Ganzen recht unregelmässiger und rohradialer Anordnung kurz- und breitstrahliger Substanzen lebhafte Polarisationsfarben zeigen, während die andern bei deutlicher radialfasriger Structur nur schwache Polarisationsphänomene (bis zum grauweiss der I. Ordnung), aber oft ein recht deutliches Interferenzkreuz entwickeln, dessen Arme den Nicolhauptschnitten parallel gehen. Man muss die kleinsten, oft erst mikroskopisch erkennbaren Variolen zur Betrachtung auswählen, da die grösseren nicht selten recht complexe Gebilde aus zahlreichen verquetschten, oder richtiger durch Gegeneinanderwachsen gehemmten kleinen Variolen darstellen. Bei den lebhaft polarisirenden Variolen erkennt man in guten Präparaten deutlich einen ziemlich hohen Brechungsexponenten, grüne Farbe, und den Aufbau aus kurzstengligen, parallelgefaserten Individuen, die sich bald ziemlich regelmässig um ein Centrum ordnen, bald mehr zu eisblumenartigen Aggregaten verbunden sind. Interferenzkreuze geben diese Gebilde nie, die Auslöschungsrichtungen der einzelnen Individuen zeigen keine oder nur geringe Schiefe gegen die Faseraxe, welcher beinahe parallel die Elasticität am kleinsten ist. Bei eisblumenartig unregelmässigem Bau geben diese Gebilde zwischen gekreuzten Nicols ein unregelmässig fleckiges Polarisationsbild, doch erkennt man stets eine Tendenz zu divergenter Anordnung um herrschende Linien. Ich halte diese Substanz für eine Amphibolart, wohl Aktinolith. Zwischen den Fasern findet sich bisweilen in schmalen Strähnen etwas Grundmasse, oder öfter eine wasserhelle, schwach licht- und doppelbrechende Feldspathsubstanz in langen Leistchen oder Säulchen. Diese Aktinolithsphärolithe habe ich nur in den alpinen, nie in andern Varioliten beobachtet.

Die schwach doppelbrechenden und schwach lichtbrechenden Variolen dieser Gesteine zeigen wiederum eine recht verschiedenartige Ausbildung. Im günstigsten Fall und bei deutlichster Entwicklung bestehen sie aus sehr langen und schmalen farblosen, oft etwas gebogenen Strahlen, welche bald recht regelmässig um einen Punkt radial geordnet sind und dann recht scharfe Interferenzkreuze geben, bald aber um eine Fläche, also im Durchschnitt

um eine Linie sich divergirend gruppiren, welche ihrerseits bald gerade, bald etwas spiralig gewunden ist, was auf eine krumme Fläche als Ansatzebene hinweist. Nicht selten gehen auch von der Hauptaxe dieser fasrigen Aggregate eine oder mehrere Nebenaxen aus, um die wieder neue Strahlensysteme sich gruppiren, so dass der Aufbau des Ganzen ein sehr unregelmässiger werden kann. Die Auslöschung dieser schwach doppelbrechenden farblosen Strahlen liegt parallel oder doch jedenfalls sehr nahezu parallel der Faseraxe, welche Axe der grössen Elasticität ist. Ich halte die Substanz mit A. Michel-Lévy für Oligoklas. Solche Oligoklasspärolithe sind nicht nur in den alpinen, sondern auch in den fichtelgebirgischen (Kurhaus Berneck, Raitschin, Knoll u. a.), in den Varioliten von Libiolo an der Riviera di Levante und von Jalguba verbreitet. Zwischen den Strahlen dieser Feldspathsphärolithe sind allenthalben fremde Mineralsubstanzen eingeklemmt, die sich bald deutlich erkennbar als langgestreckte Augitsäulchen oder reihenförmig hintereinander geordnete Augitkörnchen (in allen Vorkommnissen wahrnehmbar) nach der rothbraunen Farbe, starken Lichtbrechung und Doppelbrechung und grosser Auslöschungsschiefe bestimmen lassen, bald, aber allerdings in seltenen Fällen, die Eigenschaften des Aktinolith zeigen (Kurhaus Berneck). Die Dimensionen der einzelnen Fasern eines solchen Feldspathsphärolithen sinken nun mehr und mehr und nehmen auch in den gröbsten derselben durch pinselförmige Ausfaserung an den Enden oft so ab, dass eine irgendwie sichere Bestimmung, ja eine deutliche Erkennung der einzelnen Fäserchen nach und nach aufhört; in demselben Maasse nehmen auch die Dimensionen der eingeklemmten Augitkörnchen rasch bis zur Unkenntlichkeit ab, so dass die Deutung derartiger Formen nur noch nach Analogie der grösser und deutlicher ausgebildeten möglich ist. Einen eigenthümlichen Anblick gewährt es dann, wenn solche Sphärolithe durch äusserst schmale und lange Ilmenittafeln wie zerhackt aussehen. Da nun die Componenten dieser Sphärolithe oder richtiger Pseudosphärolithe dieselben sind, wie die der Grundmasse in gewissen Ausbildungsformen, so verfliessen dieselben oft völlig in die Grundmasse derart, dass nirgends eine scharfe Grenze wahrnehmbar ist. Überdies finden sich in diesem Stadium gelegentlich in den peripherischen Theilen der Variolen etwas grössere farblose, sehr lange und schmale Feldspathleistchen, welche sich tangential zu denselben legen und so annähernd ringförmige Figuren um dieselben bilden. Auf diesem Wege wird

schliesslich ein Stadium erreicht, in welchem die Radialstructur nicht mehr durch die schwach lichtbrechenden Feldspathnadeln bedingt scheint, sondern durch die in divergenten Reihen geordneten, rothbräunlichen oder bei so geringen Dimensionen isabellfarbenen, stark lichtbrechenden Augitkörnchen, welche dann scheinbar in einem farblosen Teig liegen. Auch diese Ausbildungsform ist so allgemein verbreitet, dass es keiner Fundortangaben bedarf.

In den alpinen und einzelnen fichtelgebirgischen (Bergmännisch Glückauf bei Steinbach unfern Naila, Schlegel) Varioliten und in denjenigen von Jalguba trifft man endlich anscheinend ganz homogene, isabellfarbene, äusserst wenig lichtdurchlässige und daher keine oder nur sehr undeutliche Polarisationserscheinungen zeigende Variolen, deren radiale Structur kaum erkennbar ist. Ob diese stofflich von den bisher beschriebenen verschieden oder nur äusserst feinkörnige Ausbildungsformen derselben sind, konnte nicht bestimmt werden. Sie entsprechen vielleicht den globosphäritischen Bildungen im Diabasglas von Homertshausen.

Eine in den Diabasen recht seltene Form der Variolen ist es, dass dieselben vorwiegend aus roh radial geordneten, oder wie von den Aktinolithvariolen beschrieben, eisblumenartig aggregirten, äusserst schlanken und oft trichitenartig gebogenen Augitnadeln bestehen, zwischen denen sich dann wieder mehr oder weniger Feldspathsubstanz in dünnen Leistchen einklemmt. Derartige Gebilde wurden in den Varioliten von Berneck beobachtet. Dieser Fundort, der zu den bedeutsamsten gehört, lieferte endlich eine letzte Art der strahligen Ausbildung, bei welcher um ein körniges, aus zwillingsgestreiftem Plagioklas, Augit und Ilmenit, bestehendes Centrum sich radial geordnete Segmente von Feldspathsphärolithen gruppirten.

Alle bisher besprochenen Formen der Variolen gehören zweifellos in die Gruppe der Sphärokrystalle und concretionären Kugelbildungen, wie sie für rasch sich abkühlende Eruptivmagmen charakteristisch sind und wie sie in den sauren Effusivgesteinen so ausserordentlich verbreitet, in den basischen allerdings weit seltener vorkommen. Dieselben passen also durchaus in den Rahmen von Phänomenen, welcher sich aus der Natur der Grundmasse der Variolite ableiten liess*.

* Die von Dathe als Gerölle im Culm bei Hausdorf in Schlesien beschriebenen Variolite haben mit Diabas nichts zu thun. Nach den Analysen und der Beschreibung gehören sie wohl zu Quarzporphyr.

Das ist nun aber nicht der Fall für einen Variolit von Bramberg und für einen solchen von der Strasse von Berneck nach Gefrees. In diesen beiden Gesteinen bestehen die zahlreich auftretenden Variolen aus einem äusserst feinkörnigen Gemenge von ziemlich viel Quarz und mehr oder weniger Feldspath (Albit?) mit zahlreichen braunen hexagonalen Magnesiaglimmerblättchen. Wäre nicht die Krystallform dieses Minerals, so würde man die Structur fast als eine hornfelsartige bezeichnen können. Ob vielleicht für diese Gesteine die Theorie Gümbel's eine Berechtigung hat, wonach die Variolen aller, von ihm bekanntlich Perldiabas genannten Variolite Fragmente der durchbrochenen Schiefergesteine sein sollen, vermag ich nicht zu entscheiden. Beiläufig sei bemerkt, dass in der Grundmasse des Bramberger Variolit (?) sich gar nicht selten Olivinspeudomorphosen befinden, das erinnert an Rohrbach's Beobachtung über das randliche Auftreten dieses Minerals in den Ophiten (Tescheniten) von Boguschowitz und analoge Fälle, die oben S. 1111 angegeben wurden. Am wahrscheinlichsten ist es mir jedoch, dass diese Vorkommnisse überhaupt nicht zu den Diabasen, sondern zu den Lamprophyren, und zwar in die Kersantitreihe gehören.

Mechanische Structurformen, welche in den stockförmigen Tiefengesteinen eine so auffällige Rolle spielen, lassen sich bei den Gesteinen der Diabasreihe im Ganzen weit seltener beobachten, als das nach ihrer Einlagerung im Schiefergebirge erwartungsmässig der Fall sein sollte. Diese auffällige Thatsache erklärt sich wohl am einfachsten dadurch, dass die dynamometamorphen Processe in den Diabasen so durchgreifende Veränderungen im Mineralbestande und damit auch in der Structur hervorbringen, dass dadurch im Gestein der Diabascharakter geradezu vollständig vernichtet wird. Diese Veränderungen werden in einem späteren Abschnitt des Capitels über die Diabase ihre Darstellung finden. Hier sei nur kurz betont, dass auch bei wenig oder unverändertem mineralogischen Bestande unverkennbar mechanische Phänomene zur Entwicklung gelangen können. Ich rechne hierher die Biegungen der Zwillingslamellen im Feldspath und die oft überraschend grosse Verbiegung von Augitkrystallen, wie sie neben manchen andern Vorkommnissen zumal ein Diabas von Stammrod bei Harzgerode am Harz und solche aus der Gegend von Hof im Fichtelgebirge zeigen. Auch Schafarzik gedenkt dieses Phänomens in einem Flyschdiabas von Doboj in Bosnien. Wo in solchen Gesteinen bei der mechanischen Deformation der Gemengtheile deren Elasticitäts-

grenzen überschritten wurden, bildeten sich Klüfte, welche gewöhnlich in ununterbrochener Richtung durch viele Mineralindividuen hindurchsetzen und an deren Rändern dann oft eine hochgradige Trituration der Mineralien stattgefunden hat. Zumal der genannte Harzer Diabas zeigt auch dieses Verhältniss ungewöhnlich schön.

Classification der Diabasgesteine.

Kein anderes Ergussgestein ist in innigerer Weise mit den Schichten verknüpft, in denen es auftritt, und trägt so deutlich den Charakter eines Formationsgliedes, wie der Diabas, der Flötzgrünstein. Dieser Umstand, sowie die Schwierigkeit einer exacten mineralogischen Bestimmung vor Anwendung des Mikroskops erklärt es, dass man bei den Diabasen dem geologischen Alter eine so hohe Bedeutung zuschrieb. Rechnet man hinzu, dass in Deutschland, wo von jeher die Petrographie eifrige Vertreter hatte, die dem Schiefergebirge zugehörigen Diabasgesteine einen recht abweichenden Habitus von demjenigen haben, welche jüngeren oder doch mechanischen Störungen nur wenig oder gar nicht ausgesetzten Schichtenreihen angehören, so wird die früher herrschende Auffassung dieser Gesteinsgruppe und ihre Begrenzung nicht mehr auffallen. Heute, wo lagerhafte Gesteine mit genau der gleichen mineralogischen Zusammensetzung und Structur aus dem Carbon Englands und Schottlands, aus dem Rothliegenden des Saar-Nahe-Gebietes, aus dem triasischen Sandstein des Connecticut-Thales, aus dem Flysch Bosniens bekannt sind, würde eine allzu strenge Berücksichtigung des geologischen Alters um so weniger gerechtfertigt werden können, als man mit einiger Sicherheit die habituellen Unterschiede der Diabase des Schiefergebirges von denjenigen weniger gestörter Schichtencomplexe auf dieselben Momente zurückführen kann, welche den Schiefercharakter der älteren Formationen bedingen. Nur in dem eigentlichen Grundgebirge fehlen scheinbar die Diabase; hier nimmt offenbar eine Abtheilung der Amphibolite und Grünschiefer ihre Stelle ein. Es ist daher an dieser Stelle dem geologischen Alter kein solcher Einfluss auf die Classification der Diabasgesteine eingeräumt. Wenn man von einigen weniger glücklichen, oder doch nur locale Bedeutung gewinnenden Gruppirungsversuchen absieht, so waren es wesentlich Gümbel und Törnebohm, welche eine Zerlegung der Diabasgesteine in mehrere wohl charakterisirte Typen unternahmen. Überblickt man die Gesammtheit der bekannten Diabas-

typen und sucht dann nach dem am tiefsten einschneidenden Unterschiede bei denselben, so findet man diesen in dem Mangel oder dem Auftreten des Olivins. An den Eintritt dieses Minerals binden sich zugleich gewisse Structurnüancen, gewisse fernere Gesetzmässigkeiten im Mineralbestande und der Abzweigung eigenartiger, sich z. Th. weit vom Diabastypus entfernender Ausbildungsformen. Ich unterscheide daher innerhalb der Diabasreihe zunächst zwei Hauptgruppen: die eigentlichen (olivinfreien) Diabase und die Olivindiabase.

Die eigentlichen Diabase oder Diabase schlechthin

stellen den entschieden herrschenden Typus dar und bauen sich bei normaler Entwicklung aus den Mineralien Augit, Plagioklas, Ilmenit oder Magnetit und Apatit als nie fehlenden primären Haupt- und Nebengemengtheilen auf. Wie bereits oben erwähnt, hat sich eine Gliederung der Diabase nach einem Gehalte an Ilmenit oder an Magnetit als undurchführbar herausgestellt. Dagegen lassen sich von den normalen Diabasen allerdings einige, im Allgemeinen in geringerer Verbreitung auftretende Typen nach dem Hinzutreten von Quarz, einem Amphibolmineral, Magnesiaglimmer, dem sogen. Salit oder einem rhombischen Pyroxen abtrennen.

Zu dem normalen Bestande der **eigentlichen Diabase** gesellt sich nur bei ganz wenigen Vorkommnissen primäre Hornblende oder Magnesiaglimmer in stets sehr untergeordneter Menge: dagegen sind Calcit und andere Carbonate, Chlorit, Uralit, Epidot, Quarz und Leukoxen als secundäre Gemengtheile allgemein verbreitet, zumal im Schiefergebirge. Pyrit ist häufig vorhanden. — Was Gümbel von den silurischen und devonischen Diabasen des Fichtelgebirges behauptet, dass sie nämlich recht monotone Gesteine seien, lässt sich mit gutem Rechte von den meisten andern gleichfalls sagen. Allenthalben dieselbe Zusammensetzung und die gleichen beiden Hauptstructurtypen, welche oben beschrieben wurden. Nur durch den verschiedenen Grad der Zersetzung und Umbildung und die hieraus sich ergebenden mannichfachen Neubildungen, sowie durch die in sehr wechselndem Grade deutlichen Spuren mechanischer Deformationen entwickelt sich eine gewisse Mannichfaltigkeit. Die Umwandlung der Feldspathe in grüne fasrige Substanzen (Pseudophit?) ist besonders schön ausgeprägt in den Gesteinen von Nordeck und Goldberg bei Goldkronach. Etwas Biotit findet sich öfters (Schlegel), ebenso Fetzen von brauner Hornblende (Lehestenwald).

Auch die sächsischen und thüringischen Diabase, soweit ich sie habe kennen lernen, zeigen keine besprechenswerthen Eigenthümlichkeiten. Dathe, der eine grössere Anzahl der ersteren beschrieben hat, erwähnt die öfters vorkommende Umwachsung des Ilmenits durch Magnesiaglimmer. Er hat dieselben nach dem Quarzgehalt eingetheilt; doch dürfte letzterer in vielen Fällen wohl als secundär anzusehen sein. Manche der von ihm zum eigentlichen Diabas gestellten Vorkommnisse der Lausitz werden heute zum Proterobas gestellt, nach Gümbel's Vorgang. Die ostthüringischen Diabase beschrieben Liebe und C. A. Müller.

Ebenso sind die schönen körnigen Diabase aus dem liegenden Theile der Wieder Schiefer des hercynischen Systems, über deren endomorphe und exomorphe Metamorphosen wir Lossen so wichtige Aufklärungen verdanken, wenn man von den oben besprochenen Structurvarietäten absieht, sehr gleichmässig ausgebildete Gesteine. Grüne Strahlsteinhornblende findet sich accessorisch im Diabas von Mägdeberg; durch ihre zierlichen Chloritsphärolithe zeichnen sich manche Vorkommnisse von Lerbach und Hasselfelde, durch hohen Gehalt an secundärem Calcit mit stark verbogenen Blätterdurchgängen der Diabas vom Ramsenberge bei Wippra aus.

Im rheinischen Schiefergebirge, diese Bezeichnung im weitesten Sinne genommen, sind die Verhältnisse ganz die gleichen. Der dem Cambrium des Hohen Venn zugehörige, von A. Renard beschriebene Diabas von Challes bei Stavelot zeigt deutlich die mit dynamometamorphen Vorgängen verknüpften Veränderungen in seinem Mineralbestande. Ob mit dem Auftreten der Diabase im Unter-, Mittel- und Oberdevon, oder im Culm am östlichen Rande des Schiefergebirges irgendwelche constante und sicher constatirte Verschiedenheiten in Zusammensetzung oder Structur verbunden seien, lässt sich heute noch nicht sicher erkennen, scheint aber kaum der Fall zu sein. Chelius, der diesen Punkt berührt, giebt an, dass die grobkörnigen unterdevonischen Diabase am Ostrande des rheinischen Schiefergebirges (Grenze von Kurhessen und Waldeck) sich von den gleichstruirten Culmdiabasen derselben Gegend durch partielle, die feinkörnigen durch totale Ersetzung des Augit durch Chlorit unterscheiden; also nur ein pathologischer, kein wesentlicher Unterschied. In dem früher zum Gabbro gestellten, den Coblenzer Schichten eingeschalteten Diabas von Ehrenbreitstein finden sich um den Augit oft recht breite Ränder von Hornblende, deren braune Farbe sehr allmählig in grüne übergeht. Fetzen von

brauner Hornblende finden sich gelegentlich, solche von Biotit, der im Chlorit liegt und sicher secundär ist, ziemlich allgemein in den Diabasen der Lahn- und Dillgegend (Buchenau, Wissenbach, Dillenburg, Herborn u. s. w.). Quarz, wohl stets secundär, ist allenthalben, Opal dagegen sehr selten (Eisenroth) und dann fast stets mit Chalcedon gemengt nachzuweisen. Accessorischen Olivin enthalten einige Handstücke von Buchenau a. d. Lahn, andern fehlt er vollständig. — Nach den Mittheilungen von Dechen's sind die gewaltigen Diabaslager Westfalens, welche den sogenannten Flinzschichten (untere Abtheilung des Cypridinenschiefers), die den Hauptzug des westfälischen Stringocephalenkalks begleiten, eingeschaltet sind, durch die häufige Ausbildung einer porphyrischen Facies (Diabasporphyrite) ausgezeichnet. Der Lagerzug dieser diabasporphyritischen Facies der früher Hyperit genannten Gesteine beginnt mit dem Wallenstein und Felsberg auf dem linken Ufer der Wenne bei Ober-Berge, begleitet sie bis zum Steinberge und setzt auf dem andern Ufer derselben von Antfeldt bis Altenbühren fort. Ein zweiter Zug beginnt bei Altenbühren und geht bis Giershagen. Zahlreiche einzelne Vorkommnisse liegen bei Gevelinghausen, Brilon und Bärenbeck. Die Einsprenglinge des Gesteins von Brilon bestimmte Angelbis als Labrador durch chemische Analyse, während Rammelsberg diejenigen von Gevelinghausen als Oligoklas erkannte. Zu erwähnen ist das gelegentliche Vorkommen von devonischen Korallen und Crinoiden-Stielgliedern in diesen Gesteinen. Andere den devonischen Diabasen zugehörige „Hyperite", „Grünsteine" und „Labradorporphyre" des Ruhrgebietes beschrieben Mehner und Schenck, solche Nassaus Schauf. — Die im linksrheinischen Devon des Saar- und Moselgebietes eingelagerten Diabase zeigen z. Th. sehr weitgehende Veränderungen des Augits in Uralit und Amphibol, des Feldspaths in schwer zu deutende polygene Aggregate, so dass dieselben von v. Lasaulx z. Th. sogar als Amphibolite und Diorite beschrieben wurden. Diese Gesteine nähern sich bei grobem Korn oft in hohem Grade der Gabbrostructur und zeigen das typisch ophitische Gewebe gewöhnlich nur bei feinerem Korn.

Nach Gürich treten Diabase, welche z. Th. stark uralitisirt sind (der sog. Uralitporphyr von Janowitz gehört hierher), in der niederschlesischen Thonschieferformation lagerartig auf, die er z. Th. zum Urthonschiefer, z. Th. zum Untersilur stellt. Auch was er aus der zum Untersilur gerechneten Zone als Diorite beschreibt,

scheint zu den Diabasen zu gehören, und zwar zu der von Gümbel als Epidiorit bezeichneten Abtheilung derselben. Das geht aus seiner eigenen Schilderung der structurellen Eigenschaften dieser Gesteine deutlich hervor.

In England sind die Diabase in allen palaeozoischen Formationen vom Cambrium (Holyhead Island, Gegend von Llanberis in Wales) an durch Silur und Devon (Cumberland, Westmoreland) bis in das Carbon (Becken des Firth of Forth) in typischer Ausbildung und mit allen Charakteren der deutschen Diabase zur Entwicklung gelangt. Schöne Übergänge zu diabasporphyritischer Facies scheinen in Westmoreland (Helwellyn) vorzukommen. Die carbonischen Diabase der Gegend von Edinburgh scheinen ähnlich den Harzer Diabasen gelegentlich eine Art Mesostasis zu führen.

Auch die normalen Diabase im skandinavischen Silur, im Übergangsgebirge der pyrenäischen Halbinsel, in der Keweenaw Series am Lake Superior* und anderer Localitäten besitzen durchaus im frischen und veränderten Zustande den Charakter der deutschen Repräsentanten.

Von jüngeren Diabasen möge es genügen, einige Beispiele aus dem Rothliegenden des Saar-Nahe-Gebietes anzuführen. Hierher gehört z. B. das von Laspeyres als Palatinit (d. h. dyadischer Gabbro in seinem Sinne) bezeichnete Gestein von Norheim (mit etwas accessorischer, grünfasriger Hornblende), Gegend von Schwarzerden, Herchweiler, Steinberg bei Oberlinzweiler auf der rechten Seite der Blies, Steinberg bei Baltersweiler, Grügelborn (mit etwas Enstatit, der zu Bastit verändert ist), Störzelberg bei Wolfstein (mit starker Annäherung an porphyritische Structur und oft sehr zierlichen Feldspathsphärolithen) u. a. Das sind eben holokrystalline Tholeiite oder Tholeiite in Diabasfacies.

Törnebohm bespricht normale Diabase Grönlands, welche die obere Kohle und Trias durchbrochen haben, v. Drasche solche Spitzbergens, welche lagerartig und gangförmig in den Sedimentformationen bis zum Tertiär hinauf vorkommen.

Nach den Angaben von Schafarzik und C. v. John treten in

---

* Lawson wies nach, dass die bisher fast allgemein für effusiv gehaltenen Diabas- (und Granophyr-) Lager in der Animikie-Stufe am NW.-Ufer des Lake Superior in Wirklichkeit intrusive Sills von Diabas und Olivindiabas seien mit Übergängen aus der diabasisch-körnigen in die porphyritische Structur im Hangenden und Liegenden, in die gabbroide im Centrum der Lager. Diese Intrusionen sind jünger als Keweenaw, denn sie treten auch in der Keweenaw Series auf.

der Flyschzone Bosniens grobkörnige Diabase mit gabbroähnlicher und feinkörnige mit ophitischer Structur auf; die letzteren scheinen jedoch zu porphyrischer Ausbildung zu neigen, wie sich aus dem Vergleich derselben mit alpinen Triasgesteinen schliessen lässt, den C. v. John anstellt.

Unter dem Namen Leukophyr trennte Gümbel von dem eigentlichen Diabas ein „gegenüber dem Diabas auffallend hellfarbiges Gestein mit saussüritartigem Plagioklas, blassgrünem Augit (ohne Hornblende und selten mit röthlich braunem Augit), mit einem chloritischen Gemengtheil in grosser Menge und plattenförmigem Titaneisen. Alter obersilurisch.“ — Carbonate sind meistens sehr reichlich als Zersetzungsproducte vorhanden. Gümbel zählt hierher die Vorkommnisse von der Wartleite bei Köditz, aus dem Saalthale bei Unterkotzau, Trogen, Feilitz, Naila, Stadt Steinach, Schlegel im Fichtelgebirge, sowie die thüringischen unfern Schadenthal und bei Gross-Neundorf unfern Gräfenthal. Ich rechne zu den Leukophyren die Diabaslager im Steiger Schiefer am Südabhang des Hochfeldes in das Weiler-Thal im Unterelsass. Dieser Leukophyrtypus scheint jedoch verbreiteter zu sein; so kenne ich ihn vom Swirrel Edge im Lake-District des nördlichen Englands. — Unter allen diesen Vorkommnissen ist keines frisch und es muss dahingestellt bleiben, ob dem Leukophyrtypus eine Selbständigkeit zukomme oder ob die Armuth an farbigen Gemengtheilen, d. h. an Augit, lediglich, wie viele Kenner dieser Gesteine behaupten, eine Folge der Zersetzung sei. Die Analyse des Leukophyrs von der Wartleite bei Köditz lässt sich, das muss man zugeben, nicht wohl als Stütze für die Selbständigkeit des Leukophyrtypus anführen. Liebe und mit ihm Lossen haben sich gegen die Berechtigung des Leukophyrtypus ausgesprochen.

Gümbel trennte ferner von den Diabasen gelegentlich seiner Untersuchungen an den fichtelgebirgischen Gesteinen einen Typus ab, den er mit dem Namen Epidiorite belegt hat. Nach seiner Darstellung sind das in schmalen Gängen zwischen obercambrischen und untersilurischen Schichten auftretende, mineralogisch durch einen fasrigen Amphibol von grüner Farbe, Plagioklas in Putzen oder Leisten, untergeordneten röthlichbraunen oder grasgrünen Augit, einen chloritischen Gemengtheil in unregelmässigen Putzen, Titaneisen mit Leukoxen oder Magnetit, Pyrit und Apatit charakterisirte Gesteine. Der Plagioklas soll nach der Analyse z. Th. ein Labrador, z. Th. saussüritartig, der chloritische Gemengtheil aus

Hornblende und Augit, z. Th. auch aus einer Zwischenklemmungsmasse hervorgegangen sein. Gümbel zählt hierher u. a. die Vorkommnisse von Eisenbühl bei Naila, Hirschberg, Moos, Blankenstein, Tiefengrün, Goldkronach, Metzlersreuth im Fichtelgebirge, Sauerstein bei Königssee unfern Saalfeld in Thüringen und Gökum in Schweden. Fasst man die Form des geologischen Verbandes und die Altersgrenze weniger eng, so kehrt dieser epidioritische Typus in weiter Verbreitung in den Vogesen (Château Lambert, Oberbruck, Saulx, Dolleren, Biarville, Sanelberg bei Barr u. a. O.), in Cornwall (nach Beschreibungen von Phillips), im Brazil Wood, Charnwood Forest (nach Hill und Bonney, Allport), in den Ardennen (Champ St. Véron nach Vallée-Poussin und Renard), im Mâconnais und Beaujolais (nach Michel-Lévy), im böhmischen Silur (nach Helmhacker), im westrheinischen Schiefergebirge (nach v. Lasaulx), bei Tintagel in Nordcornwall nach Hutchings, in der Lizard-Gegend in Cornwall nach Fox und Teall, in der Grafschaft Wicklow, Irland, nach Hatch, im nordwestlichen Irland nach Hyland, im Cambrium der Gegend von Lanmeur, Dép. Finistère nach Barrois, auf der westindischen Insel Aruba nach Kloos, in der Colonie Eritrea in Abessynien nach Bucca, bei Axim in Westafrika nach Gürich u. s. w. wieder. Eine gewisse Variabilität des Typus wird durch das gelegentliche Eintreten von Quarz oder von brauner Hornblende, beziehungsweise braunem Glimmer erzielt. Muss es schon auffallen, dass dieser Diabastypus nur im dislocirten Gebirge, nirgends in ungestörten Schichtensystemen gefunden wird, so ergiebt eine sorgfältige Verfolgung dieses Typus nach dem normalen Diabas einerseits, dem Amphibolit gewisser altpalaeozoischer Schichtensysteme andererseits, dass derselbe keine normale Gesteinsgruppe, sondern eine Etappe auf dem Wege der Metamorphose von Diabas zu Amphibolit darstellt. Diese Ansicht hat sich wohl zuerst bei dem Studium hierher gehöriger Typen aus dem Schiefergebirge von New Hampshire, U. S. A., die er metamorphic diorites nennt. G. Hawes aufgedrängt. Auch die diesem Typus so oft eignende, wenn auch gelegentlich recht versteckte Schieferstructur erkannte der genannte Forscher bereits. Liebe, welcher diese Gesteine in der Gegend untersuchte, wo von Gümbel der Begriff aufgestellt wurde, sprach es zuerst entschieden aus, dass der Epidiorit einst ein etwas Hornblende führender Diabas war, welcher seinen jetzigen Habitus secundär durch Umwandlung des Augits in Hornblende und Chlorit und eines Theils seines Plagioklases hauptsächlich in

Albit und Calcit erhalten hat (Übersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens. Abhandl. z. geol. Specialkarte von Preussen u. d. Thüring. Staaten. Bd. V. Heft 4. S. 83). Liebe und Zimmermann zeigten ferner, dass es auch Epidioritschalsteine gebe, die sie geradezu mit den chloritischen Hornblendeschiefern der sächsischen geologischen Karte in den Grenzgebieten gegen Thüringen vergleichen. Lossen, der diese Metamorphose mit dem ihm eigenen Scharfblick im Harz studirt und durch Schrift und Bild in vollendeter Darstellung erörtert hat, schloss sich dieser Auffassung entschieden an, deren Richtigkeit ich bereits seit Jahren nach dem Erscheinen der ersten Auflage dieses Buches gleichfalls erkannt und theils in Referaten selbst oder in Arbeiten meiner Schüler (M. Miklucho-Maclay, L. J. 1885. I. 69) durch diese habe aussprechen lassen. — Dass der in einem bestimmten Stadium in den Epidioriten vorliegende Gang der Diabasmetamorphose durchaus parallel der Bildung der Saussüritgabbros aus normalem Gabbro ist, beweist der in den Epidioriten oft auftretende Epidot, sowie der gleichfalls diesem Gestein nicht fremde Zoisit (Jägersruh bei Nordhalben im Fichtelgebirge).

Mit dem Namen **Proterobas** belegte Gümbel ein vor- bis mittelsilurisches Massengestein, welches aus brauner oder grüner, nicht stark fasriger Hornblende, röthlichbraunem Augit, zweierlei plagioklastischen Feldspathen, einem chloritischen Gemengtheil, vorwaltendem Ilmenit, spärlicherem Magnetit, meistens auch mit etwas Magnesiaglimmer besteht. Die Altersgrenze wird von Gümbel selbst nicht ganz strenge innegehalten; die Angabe von zweierlei Feldspath beruht auf dem Vorhandensein eines „saussüritischen" Feldspaths neben Labrador oder Oligoklas; die Hornblende ist bei brauner Farbe meistens vollständig compact und hat den Habitus der basaltischen Hornblende. Ein ursprünglicher geringer Quarzgehalt ist ziemlich verbreitet. Die Existenzberechtigung des Proterobas als eines selbständigen Typus würde demnach, da die fasrige grüne Hornblende auch hier oft mit grosser Sicherheit als secundär (Uralit und Aktinolith) erkannt werden kann, auf die Anwesenheit primären Amphibols von meistens brauner, selten grüner Farbe sich stützen müssen; die Unterscheidung von dem mineralogisch gleich zusammengesetzten Augitdiorit wäre in der Structur zu suchen. Zu dem Proterobastypus zählte Gümbel ausser den fichtelgebirgischen Vorkommnissen vom Ochsenkopf bei Fichtelberg, Heilig Grab bei Hof, Goldkronach, Hallerstein, Wiersberg, Kupferberg, Steben,

Feilitz u. a. auch diejenigen von Neustadt bei Stolpen in Sachsen, Rübeland am Harz, Dillenburg in Nassau und vom Ballon de St. Maurice in den Vogesen. Man hat demselben noch angeschlossen eine Reihe von Lausitzer Diabasen (Strehwalde, Göda, Stiebitz, Grossschweidnitz, Eberbach, Kottmarsdorf u. a.), den als Winzenburger Diorit bekannten Diabas von der Rosstrappe am Harz, einzelne gangförmige Massen aus dem Amphibolgranitit von Hohwald in den Vogesen oder seiner nächsten Umgebung, ferner mehrere linksrheinische Vorkommnisse von Kürenz bei Trier, aus der Gegend von Saarburg, sowie von Hahnenbach bei Kirn, und rechtsrheinische aus der Gegend von Dillenburg und Herborn. — Nun hat aber auch hier Lossen darauf aufmerksam gemacht, dass sicherlich in manchen Fällen selbst die compacte Hornblende von grüner und brauner Farbe secundär sei und dass demnach Gesteine, die eine solche führten, nicht von den normalen Diabasen getrennt, sondern als secundär veränderte Formen derselben zu betrachten seien. Er fordert eine derartige Auffassung ganz besonders für das Rosstrappe-Gestein. Bei einer Revision der deutschen Proterobasvorkommnisse ergiebt sich, dass die meisten derselben mehr oder weniger deutliche Spuren von Kataklasstructur besitzen, dass ein Gehalt an Hornblende, die nicht sicher secundär sei, sehr oft ganz fehlt oder doch nur in so geringen Mengen vorkommt, dass man denselben kaum betonen darf; dass in wieder andern dieser Gesteine eine den Diabasen fremde Structur sich findet und dass sie fast alle secundären, aus Chlorit hervorgegangenen Biotit führen. Von den fichtelgebirgischen Repräsentanten, die ich studiren konnte (Heilig Grab, Ochsenkopf, Buttermühle, Galgenleite, Kissling bei Steben, Küllreuth, Tresselwald), enthält nur das Gestein von der Galgenleite unzweifelhaft neben primärem röthlichen Augit auch primäre rothbraune Hornblende. Beide Mineralien bilden grosse idiomorphe Krystalle, welche in einer feinkörnigen Grundmasse von leistenförmigen Plagioklasen liegen. Die Structur erinnert sehr lebhaft an diejenige gewisser Teschenite.

In den Lausitzer Proterobasen bildet der selten braune, meistens grüne Amphibol zumeist nur fetzenartige Einschlüsse im Augit oder er umgiebt ihn mit einem schmalen Mantel (Stiebitz, Strehwalde). Das Gestein aus dem Bahneinschnitt von Grossschweidnitz, W. von Löbau, enthält sicher primäre braune Hornblende, dürfte aber seiner Structur nach kaum zum Diabas zu stellen sein. Die allenthalben gangförmigen, 1—100 m mächtigen,

dem Proterobastypus nahestehenden Vorkommnisse aus dem Lausitzer Granit sind durch die Aufnahmen der sächsischen Landesgeologen (Klemm, Herrmann, Hazard, Beck, Siegert) nunmehr genauer bekannt geworden und wurden bereits oben (S. 528) als den lamprophyrischen Ganggesteinen nahe verwandt hervorgehoben. Sie enthalten zum grossen Theil Olivin neben gleichzeitigem Quarz, führen öfters Orthoklas und granophyrische Quarzfeldspathaggregate und neigen ganz entschieden zu rein körniger und zu rein porphyrischer Structur von lamprophyrischem Charakter. Man beachte die Schilderung Herrmann's von dem Gange No. 63, SO. Grossbrösern auf Blatt Welka-Lippitsch*: „In ihm bildet die in langen, schmalen Prismen auskrystallisirte Hornblende mit dem zwischen ihren Säulen versteckten Feldspath eine ziemlich feinkörnige Grundmasse, innerhalb welcher zahlreiche Krystalle von Olivin und von einem im Dünnschliff gelblichen Augit schwimmen." An anderer Stelle betont er, dass gegenüber den normalen Diabasen, welche die ophitische Structur haben, die Hornblendediabase hypidiomorphkörnig seien und neben dem allotriomorphen blassrothen Diabasaugit idiomorphe gelbe Augite zusammen mit brauner idiomorpher Hornblende und reichlichem Biotit führen, und dass vom Olivindiabas dieses Gebiets durch eigentlichen Diabas und Hornblendediabas eine ununterbrochene Reihe zu Diorit führe, als welchen er olivinfreie und hypidiomorph-körnige Hornblendebiotitgesteine bezeichnet. Ganz ähnlich lauten die Angaben Klemm's über die Gänge der Section Stolpen; auch hier deutlich lamprophyrische und körnige Structur neben ophitischer und derselbe Wechsel der Zusammensetzung. Und in den Erläuterungen zu Blatt Neustadt-Hohwald S. 19: „Eine besondere Stellung nehmen die hornblende- und biotitreichen Glieder der Reihe ein, dadurch, dass sie in ihrer Structur eine grosse Hinneigung zu derjenigen der Kersantite erkennen lassen. In dem Maasse nemlich, in welchem sich in ihnen Hornblende und Biotit anreichern, gewinnen diese Gemengtheile eine wachsende Regelmässigkeit der Umrisse, während zugleich die Feldspathe ihre Leistenform einbüssen und nur noch als Füllmasse zwischen den andern Gemengtheilen auftreten, so dass eine völlige

* Ein solcher Gang bei Neubrohna enthält „erbsen- bis kopf- (knopf?-) grosse rundliche Concretionen von feinkörniger Structur, die durch eine weisse Sphäre von radialgestellten Feldspathleistchen umgeben werden, so dass auf der Bruchfläche des Gesteins cocardenartige Figuren erscheinen, welche an die corsischen Kugeldiorite erinnern."

Verwischung der ophitischen Structur stattfindet.“ — Rhombischen Pyroxen neben Augit enthalten Gänge der Gegend von Bautzen.

Diese Gesteine theilen auch mit den echten Ganggesteinen die Neigung zur Aufnahme reichlicher Fragmente der Nebengesteine, ja Klemm kommt zu der Vermuthung, dass der Quarz in manchen derselben von resorbirten Einschlüssen herrühre.

Die grüne Hornblende des sog. Proterobas von Göda ist wahrscheinlich secundär; das Gestein gehört wohl wegen eines allerdings nicht grossen Gehaltes an Hypersthen und einem fast farblosen rhombischen Pyroxen zum Enstatitdiabas. — Von den rheinischen früher von mir zu den Proterobasen gestellten Vorkommnissen dürfte nur Kürenz primäre braune Hornblende führen; doch wechselt die Zusammensetzung des Gesteins in verschiedenen Handstücken so bedeutend, dass es mir unmöglich ist, den herrschenden Typus von abweichenden Ausbildungsformen zu unterscheiden. — In den südvogesischen Regionen (Ternuay u. a. O. im Saône-Département) findet sich keine primäre Hornblende; — ob der grüne, weit seltener bräunliche Amphibol der Hohwald-Proterobase primär oder secundär sei, vermag ich nicht mit Sicherheit zu entscheiden. — Ein der oben gegebenen Definition von Proterobas durchaus entsprechendes Gestein, in welchem allerdings die braune Hornblende zum grossen Theil durch braunen primären Glimmer ersetzt wird, wurde mir von dem Badeorte Abás Tumán im Caucasus bekannt.

Sieht man sich nun in der Literatur um, so wird von Skandinavien Proterobas vielfach erwähnt, so z. B. von Svedmark aus dem südlichen und mittleren Schweden, wo er wohl nicht zufällig allenthalben im Gneiss aufsetzt, während die Diabase der palaeozoischen Schichtensysteme dieses Gebietes normalen Typen angehören. Brögger bespricht quarzfreien Proterobas mit braunem, blaugrünem oder grünlichbraunem, oft sehr schön idiomorphem Amphibol gangförmig vom Törtberge und Uranienborg in Christiania; der Feldspath dieser Gesteine hat nicht die typische Leistenform der Diabasplagioklase, sondern ist mehr kurzrectangulär. Auch aus dem Gebiet des Langesundfjord giebt derselbe Verfasser den Proterobas mit braunem Amphibol aber porphyrischer Structur an. — H. Reusch bespricht Proterobas mit braunem, randlich in grüne Farbe auslaufendem Amphibol, dessen Feldspath z. Th. stark epidotisirt ist, gangförmig von der Nordseite von Hovedö bei Christiania und den Diabas überlagernd zwischen Slemmestad und

Ödegaarden. — Phillips bespricht Gesteine von der Zusammensetzung der Proterobase als Lager in den Killas-Schiefern von Westcornwall aus der Umgebung von Tolcarn, deren zusammen mit Aktinolith und Tremolit vorkommende braune Hornblende von ihm wohl um so mehr mit Recht für secundär gehalten wird, als alle diese Mineralien auch in der Umgebung der Diabase in dem Schiefer zur Entwicklung gelangten. Von hoher Bedeutung ist die Analogie dieser Vorkommnisse mit den durch ihren Axinit-, Granat- und Amphibolgehalt bekannten Schiefern des Cape-Cornwall-Districtes. Hier fehlen allerdings die Diabase, aber bezeichnenderweise treten Amphibolite und grüne Schiefer auf. Auch unter den von demselben Autor beschriebenen Diabasen des centralen und südöstlichen Cornwall finden sich Proterobastypen. — Harker bespricht eine interessante Gruppe von „Hornblende-Diabasen" mit brauner Hornblende vom Mynydd Penarfynydd, südlich Sarn in Caernarvonshire, Wales, welche sehr an die Lausitzer „Diorit"-Gänge der sächsischen Geologen erinnern. Dieselben Gesteine wurden schon früher von Tawney und Bonney in der Umgebung der Vorgebirge Lleyn und Penarfynydd und sonst in Wales nachgewiesen. — Liebisch (Z. D. G. G. 1877. XXIX. 713) bespricht einen Proterobasgang im Granitporphyr des Gebel Om al Tenasseb in Ägypten, den er direct mit den Gängen im Lausitzer Granit vergleicht. — Nach Cohen gehören hierher gewisse Gesteine der unter den Laven in der Caldera entblössten Diabasformation Palmas, welche von älteren Forschern zum Hypersthenit gestellt wurden, nach Götz ein solches von Marabastad in Südafrika, dessen braune Hornblende von grüner umrandet wird. Letztere wird für eine zugewanderte Neubildung, nicht für ein Umwandlungsproduct gehalten. — Wiik beschreibt einen Gangproterobas aus dem Granit von Helsingfors. — Dass die von Schauf beschriebenen Proterobase aus dem Nassauischen z. Th. nicht wirkliche Proterobase seien, geht aus seiner eigenen Beschreibung der in ihnen enthaltenen Hornblende von bald brauner, grüner oder blaugrüner, auch an demselben Individuum wechselnder Farbe hervor. Eine sicherere Stellung nehmen hier nur die von ihm beschriebenen Proterobase von Burg an der Dill (mit reichlicher brauner Hornblende) und das Gestein vom Eingang des Rupbachthales ein, welches Lossen jedoch (es enthält auch reichlich blaue Hornblende) zum Dioritporphyrit stellt. — Hawes beschreibt einen Diabas von Rye in New Hampshire von der mineralogischen Zusammensetzung des Proterobas, hält aber dessen tiefbraune und

compacte Hornblende trotz dieser Structur für secundär. — Macpherson erwähnt Diabas mit grüner uralitischer und brauner compacter Hornblende aus dem nördlichen Theil der Provinz Sevilla.

Blickt man nun zurück auf die lange Reihe der proterobasartigen Diabase, so ergiebt sich, dass sie ausnahmslos in Gebieten auftreten, die durch metamorphe Vorgänge charakterisirt sind; nicht ein einziger Proterobas ist bisher in ungestörtem Gebirge gefunden worden. Dass der Hornblendegehalt dieser Gesteine auch da, wo sich das genannte Mineral in compacten Individuen findet und sich nicht sofort und unzweifelhaft als eine Paramorphose nach Augit documentirt, aus dem Pyroxen abgeleitet werden kann, scheint nach dem übereinstimmenden Urtheil vieler Forscher nicht wohl bezweifelt werden zu können. Trotzdem ist echter und primärer Proterobas, wenn man mit diesem Namen nicht einen blossen Altersbegriff verbindet, sondern darunter amphibolführende, mit Diabas verwandte Ganggesteine versteht, gewiss ein berechtigter Gesteinstypus, wennschon wir ihn auf Grund der bis heute vorliegenden Beobachtungen noch nicht rein abgrenzen können. Seine Existenz wird auch durch gewisse porphyrische Ergussgesteine wahrscheinlich gemacht. Zu diesen gehören wohl manche von Verbeek als Proterobas beschriebene, aber deutlich porphyrisch struirte Gesteine von Sumatra. — Ebenso aber wird man zugestehen müssen, dass eine nicht unbeträchtliche Anzahl der bisher als Proterobase beschriebenen Vorkommnisse ähnlich, wie der Epidiorit, nur dynamo- oder contactmetamorphe Formen normaler Diabase darstellen. Diese Auffassung wird gestützt durch die auch in diesen Gesteinen nicht selten wahrnehmbare, mit der Amphibolumwandlung des Pyroxen Hand in Hand gehende Veränderung des Feldspaths in Albit und Calcit oder Albit und Epidot.

So häufig ein geringer Gehalt an Magnesiaglimmer in den Diabasen ist, scheint doch ein eigentlicher Glimmerdiabas, d. h. ein durch constanten und wesentlichen Biotitgehalt charakterisirtes intrusives Lagergestein nicht vorzukommen. Die von Hawes, Emerson, Mügge und Cornet beschriebenen Glimmerdiabase scheinen besser ihre Stelle bei den Kersantiten zu finden.

Als **Quarzdiabase** trennt man vom normalen Diabas diejenigen Vorkommnisse, deren Gehalt an freier Kieselsäure sicher ein primärer ist. Dieser Quarzgehalt stellt einen Krystallisationsrückstand dar und füllt daher die Interstitien der übrigen Gemengtheile. Was Rothpletz als Quarzdiabase und Quarzdiabasporphyrite

von Nossen und Niederwiesa in Sachsen mit einsprenglingsartigen Quarzdihexaëdern beschreibt, dürfte in die Keratophyrreihe gehören. Dass auch Dathe manche der sächsischen und Lausitzer Diabase zu den Quarzdiabasen stellte, ward oben erwähnt. Cohen beschrieb solche in Gängen aus dem Granit von Taba-Umboom und aus dem Porphyrgebiet des Umkomate in Südafrika und nach Verbeek's Beschreibung sind sie nicht selten auf Sumatra. — In seiner inhaltreichen Arbeit über die wichtigeren Gabbro- und Diabastypen Schwedens hat Törnebohm eine Anzahl gangförmig im Gneiss und in untersilurischen Schichten Schonens im südlichen Schweden auftretender Gesteine, sowie ein deckenartig über Graptolithenschiefer bei Konga ausgebreitetes Vorkommen als Konga-Diabase zusammengefasst. Dieselben bestehen bei feinem Korne vorwiegend aus einem von HCl angreifbaren, also basischen Plagioklas, aus einem nicht selten ganz oder theilweise idiomorph begrenzten, zu Zwillingsbildung nach (100) neigenden gelblichbraunen Augit, neben welchem ein farbloser, sehr leicht zersetzbarer monokliner Pyroxen (Salit) in untergeordneter Menge vorkommt, aus reichlichem Apatit, von Leukoxen umrandetem Magnetit und nicht unbedeutenden Mengen von jedenfalls primärem Quarz. Dieser Quarz tritt auch vielfach mit Feldspath zu granophyrischen Verwachsungen (Schriftfeldspath Törnebohm's) zusammen. Der Augit ist oft mit Amphibol in paralleler Stellung verwachsen oder wird von demselben gänzlich eingehüllt. Der erstgenannte Augit ist sehr allgemein von einer im frischen Zustande nicht erkennbaren basischen Spaltbarkeit aus in eine braungrüne opake Substanz umgewandelt, aus welcher sich dann erst ein grünes Mineral, bald mit deutlicher Glimmerstructur und lebhaft pleochroitisch, bald in regellos verfilzten schuppigen und blättrigen Aggregaten entwickelt, welches, ohne gelöst zu werden, unter der Einwirkung von HCl seine Farbe verliert. Törnebohm hält diese grüne, meistens mit Epidotkörnchen durchspickte Substanz für Chlorit. Secundärer Calcit findet sich gleichfalls. Dieser Konga-Typus, dem nach Törnebohm's Angaben auch manche Vorkommnisse des mittleren Schwedens, südwestlich der Zinkgruben von Ämmeberg am Nordende des Wetternsees, nördlich von Sala, Billingfors in Dalsland u. a. m. sich anschliessen, stellt sich durch seinen Hornblendegehalt in die Nähe der Gangproterobase.

Nach den Forschungen des letzten Jahrzehnts hat dieser Konga-Typus als Gangformation eine ungeahnte Verbreitung. Corstorphine beschreibt ihn vom Bennan Head im südlichen Arran, H. Reusch

aus dem Gneiss im Gebiet des Varangerfjord zwischen dem Rappenelv und Sirddegoppe mit starker randlicher Verdichtung in vorzüglicher Schönheit; Lindgren aus cambrischen und silurischen Thonschiefern der Big Belt Mts. in Montana, Cohen von Colesberg in Südafrika mit grossen (bis 12 mm langen und 2 mm breiten) oft gebogenen und geknickten Augitsäulen. Allenthalben ist das Charakteristische und zugleich Auffallende der oft grosse Reichthum an zierlichsten granophyrischen Quarzfeldspathaggregaten, wie man sonst gewohnt ist, sie nur in Granit- und Quarzporphyren zu beobachten.

Lawson beschreibt sehr eingehend diesen Typus in lang anhaltenden, NW. streichenden, 60 bis 150 Fuss mächtigen Gängen aus dem Rainy Lake-Gebiet. Die Gänge sind grobkörnig und gabbroide im Centrum, nach dem Rande hin werden sie zunächst ophitisch, am Salband aphanitisch mit ausgesprochen porphyrischer Structur. Chloritische Bildungen, die randlich ziemlich häufig sind, fehlen dem Centrum gänzlich; Quarz ist reichlich vorhanden im Centrum und wird spärlich gegen die Salbänder. Granat (Grossular) tritt im grobkörnigen Centrum auf, wird in den mittelkörnigen Gesteinstheilen reichlich und verschwindet mehr oder weniger vollständig an den Salbändern. Bronzit in idiomorphen Einsprenglingen erscheint in den porphyrischen Randzonen und fehlt den körnigen Gangcentren. Die Einsprenglinge der porphyritischen Randzonen werden in dem Maasse kleiner, wie das Korn der Grundmasse dichter wird. Der Augit ist durchweg polysomatisch und wird in manchen Gängen von grüner Hornblende umsäumt und zwar auffallenderweise so, dass diese einheitlich sich um ein polysomatisches Augitaggregat erstreckt. In andern Gängen ist die grüne Hornblende auch selbständig und oft reichlich, ja fast bis zur Verdrängung des Augits vorhanden.

Ebenso schildert Lane eine Kongadiabas-Gangformation aus den oberhuronischen Schiefern und Grauwacken von Marquette Co. in Michigan, welche spilositisch contactmetamorphosirt sind. Die Gänge haben dichte, z. Th. glasige Salbänder mit Intersertalstructur; dann fehlt natürlich der Quarz und der Kieselsäure-Überschuss steckt vielleicht in der Basis, wenn nicht die Zusammensetzung, wie im Rainy Lake-Gebiet, randlich basischer ist. Die Gangmitten sind diabasisch-körnig, selten ausgesprochen ophitisch. Der Augit ist bräunlichviolett und umgiebt sich, wo er mit den intersertalen granophyrischen Quarz-Feldspath-Zwickeln in Berührung tritt, gegen diese mit einem Saum dunkelbrauner Hornblende. Der

Plagioklas wird gegen die granophyrischen Zwickel hin immer saurer und geht dann unmerklich in diese über. Der Apatit durchspickt gern die granophyrischen Aggregate. Lane nimmt an, dass nach der oft panidiomorphen Krystallisation der Hauptgesteinsmasse miarolitische Räume mit heissen wässrigen oder wasserhaltigschmelzflüssigen Lösungen zurückblieben. Diese griffen den Augit an und bildeten die Hornblendemäntel desselben, wie sie auch um den Magnetit des Gesteins Biotitmäntel schufen. Bei der Abkühlung krystallisirte dann der Granophyr und selten Quarz in selbständigen Individuen.

Barrois beschreibt eine Quarzdiabasformation in Gängen und Lagern von mittelsilurischem Alter aus dem Menez Hom bei Brest und unterscheidet diabase andésitique mit Oligoklas, Orthoklas, Quarz, Mikropegmatit und Diabase labradorique ohne Orthoklas und nur ausnahmsweise mit granophyrischen Aggregaten. Die Epidioritbildung fehlt diesen Gesteinen ganz, sie ist in der Bretagne auf die cambrischen Diabase beschränkt.

Ob man diesen wohl charakterisirten Gesteinstypus zu den Diabasen stellen darf, ist mir sehr zweifelhaft, auch nach den Ergebnissen der chemischen Untersuchungen, die Cohen und Lawson mittheilen. Sie scheinen mir mit dem oben einigermaassen abgegrenzten Gangproterobas verwandt zu sein und entsprechen einigermaassen dem Cuselit unter den Melaphyren*.

Durch die constante und reichlichere Beimengung eines stets mehr oder weniger vollkommen idiomorphen, farblosen, oft auch nach (100) und (001) spaltbaren, monoklinen Pyroxens ist die hiernach benannte Gruppe der Salitdiabase charakterisirt. Dieselben wurden zuerst unter den schwedischen Diabasen von Törnebohm und von mir gleichzeitig aufgefunden. Zu denselben stellen sich von den Törnebohm'schen Typen der **Hunnediabas** und der Salitdiabas. Da, wie von Hovey gezeigt wurde, der vermeintliche Salit kein Salit ist, lässt man besser diese Bezeichnung fallen und behält nur den Namen Hunnediabas bei. Zu dem Hunnediabas gehört die 200′ mächtige Decke über den cambrischen und untersilurischen

* Was Retgers von Quarzdiabasen aus dem Bezirk Martapoera in Borneo beschreibt, dürfte kaum hierher gehören. Der mehrfach betonte Gehalt des Quarzes an Aktinolithnadeln deutet auf secundäre Bildung des Quarzes; andererseits verweist die hervorgehobene Anwesenheit einer Grundmasse auf Porphyrite, obwohl die Structur ophitisch genannt wird.

Schichten am Hunneberg und Halleberg am Südende des Wenernsees, deren normaler, stets allotriomorpher Augit von Merian untersucht wurde. Den Feldspath dieses Gesteins, welches gelegentlich, aber nicht constant kleine Mengen von Quarz, Hornblende und Biotit enthält, bestimmte Törnebohm als Labrador. Das Eisenerz dieses Diabas ist Ilmenit. Die Structur nimmt hie und da durch keilförmige Partien sehr kleiner und wirr verfilzter Plagioklasleistchen einer jüngeren Generation, zwischen welchen sich bisweilen eine geringe Menge verkittender Basis befindet, einen tholeiitisch-melaphyrischen Charakter an. — Der von Törnebohm speciell als Salitdiabas bezeichnete Typus findet sich in mächtigen Gängen in Granit, Gneiss und cambrischen Sandsteinen der Provinz Småland zumal bei Nässjö und Sandsjö, ebenso häufig im südlichen Dalekarlien, spärlich in Södermanland und Ostgothland. Die Zusammensetzung ist diejenige der Hunnediabase, doch findet sich bisweilen accessorischer Olivin, und die Structur sowie der Erhaltungszustand schwanken bedeutend. Neben der normalen Diabasstructur ist zumal eine der porphyrischen angenäherte Structur verbreitet, wie sie auch vom Hunnediabas erwähnt wurde. — Zu den Hunnediabasen gehört auch das Gestein des mächtigen, als Great Whinsill bezeichneten Lagers im Carboniferous limestone der Grafschaften Durham und Northumberland, über welches Teall eine interessante Monographie geliefert hat. Die Lagernatur dieses Vorkommnisses wird durch die Umwandlung des Kohlenkalkes im Liegenden und Hangenden zu körnigem Kalk (sugar limestone) bewiesen; zwischen das Eruptivlager und den im Liegenden metamorphosirten Kalk schiebt sich eine 6 Zoll mächtige Lage verkieselten Gesteins (chert) von schlackiger Structur ein. Der normale Augit dieses Gesteins zeigt oft sehr deutliche Diallagspaltbarkeit und die Structur des Gesteins kann eine sehr gabbroähnliche werden. Randlich finden sich porphyrische Facies derselben Art, wie sie vom Hunnediabas erwähnt wurden und hier ist zwischen den Plagioklasleistchen zweiter Generation eine Gesteinsbasis nicht selten reichlicher nachweisbar. Auch die vom Kongadiabas beschriebenen granophyrischen Quarz-Feldspath-Aggregate sind an manchen Stellen sehr schön ausgebildet und primärer Quarz ist auch sonst mehrfach nachweisbar. Neben dem allenthalben vorhandenen Salit ist auch Bronzit stellenweise zu beobachten. Dass in diesem Gesteine zweierlei Plagioklase vorkommen, ist durch die oft auffallende Frische eines Theils gegenüber der Zersetzung anderer Durchschnitte, und durch den ver-

schiedenen Grad der Doppelbrechung klar angedeutet. — Ebenso gehören zu den Salitdiabasen manche der von Hawes nach ihrem Augit- und Feldspathgehalt genau untersuchten, theils intrusiven, theils effusiven Gesteine im Connecticut-Sandstein, welchem triasisches Alter zuerkannt wird. Der Salit dieser Vorkommnisse (New Haven, Westville, Jersey City u. s. w.) ist sehr deutlich älter als der normale Augit und der Plagioklas*. Die Übereinstimmung dieser Gesteine in Zusammensetzung und Structur mit dem Whinsill-Diabas ist eine überraschend grosse. — Nach Angaben von Frazer stimmen die Diabase in den mesozoischen Sandsteinen der York- und Adams-Counties in Pennsylvanien durchaus mit denen des Connecticut-Thales; doch scheinen nach seiner Beschreibung hier auch proterobasähnliche Typen vorzukommen, wie an andern Orten solche des folgenden Typus**.

Eine andere, sich anscheinend rasch vergrössernde Gruppe der Diabase kann nach einem constanten und oft nicht unbeträchtlichen Gehalte an einem rhombischen Pyroxen als **Enstatitdiabase** abgetrennt werden. Die ältesten Repräsentanten dieser Abtheilung finden sich in den cambrischen Schichten der Grafschaft Wales; es gehören dahin etwas saure Diabasgesteine von Pen-manmawr und von Conway. Der rhombische Pyroxen, welcher grössten-

---

* Iddings (Amer. Journ. 1886. May. XXXI. 321—331) hat gelegentlich einer interessanten Mittheilung über die Absonderungsformen schmelzflüssiger Gesteine ein hierher gehöriges, nach seiner Ansicht sehr wahrscheinlich effusives Vorkommen von Orange Mountain bei Orange, N. J., beschrieben. Er erwähnt den Salit nicht, beobachtete aber Olivin, von welchem er das chloritische oder serpentinöse Pigment des Gesteins glaubt ableiten zu sollen. Entsprechend dem effusiven Charakter dieses Vorkommens ist die Structur porphyrisch und die Menge des amorphen Krystallisationsrückstandes nimmt ab mit der Entfernung von den Abkühlungsoberflächen. Iddings betont diese Übereinstimmung zwischen geologischer Erscheinungsform und Structur mit Recht. Er erwähnt übrigens die meistens holokrystalline Structur dieser Connecticut-Diabase, über deren Lagerungsform W. Morris Davis (Bull. Mus. compar. Zoology at Harvard College VII. No. 9. 1883 und Amer. Journ. XXIV. No. 143. 345. 1882) eingehende Mittheilungen machte.

** Hierher gehören vielleicht auch manche der von Bailey als „non micaceous" bezeichneten Diabasgänge vom Pigeon Point. Sie werden bisweilen mandelsteinartig und führen dann in den Mandelräumen neben dem gewöhnlichen Füllsel auch Granat. Was Bailey (l. c. p. 45 oben und Taf. X) an lang prismatischen Augiten dieser Gesteine als eigenthümliche Verwitterung beschreibt und abbildet, erinnert auffallend an gleichzeitige Zwillingsbildung nach (100) und Viellingsbildung nach (001). Wo diese Diabase in Berührung kommen mit den alkalireichen Granophyren, entwickelt sich aus dem Augit Biotit.

theils in Bastit umgewandelt wurde, scheint nach dem optischen Verhalten der frischen Reste zum Bronzit zu gehören. Derselbe ist durchweg idiomorph und älter als Augit und Plagioklas. Da auch primärer Quarz in nicht unbedeutender Menge in diesen Trappgesteinen auftritt, so erweisen sich auch die Feldspathe als idiomorph in hohem Grade. Dass solche Gesteine eine grössere Verbreitung in den englischen altpalaeozoischen Schichten besitzen, beweist die Arbeit von Watts, der dieselben als intrusive Massen mit normaler Diabasstructur in dem Cambrium der Breidden Hills an der Grenze der Grafschaften Shropshire und Montgommeryshire bei Bausly, Trewern und Buttingdon auffand. — Unter den deutschen palaeozoischen Diabasen ist mir nur einer bekannt geworden, von Hempla bei Bad Steben im Fichtelgebirge, in welchem reichliche Bastitindividuen wohl auf einen ursprünglichen Bronzitgehalt schliessen lassen, Brauns giebt rhombischen Pyroxen neben etwas Olivin aus dem Diabas von Friedensdorf an.

Nach den bisherigen Erfahrungen scheinen die Enstatitdiabase recht sauer zu sein, womit auch die Thatsache stimmt, dass z. B. in dem Konga-Diabas von Grangärde farblos durchsichtiger Enstatit vorkommt. Nach Eichstädt haben die Enstatitdiabase eine weite Verbreitung als Gänge im Granitgebiet des mittleren und östlichen Småland. Sie sind durch einen Gehalt an Orthoklas, granophyrischen Quarzfeldspathaggregaten auch hier als sauer gekennzeichnet; Hornblende und Biotit sind accessorisch vorhanden. Die Kirchspiele Solberga, Sandsjö und Moheda sind Hauptverbreitungsgebiete. Auch die von Eichstädt als quarzreiche Diabase bezeichneten Gänge aus dem Gneissgebiet Smålands mit allerorts gelbem Plagioklas enthalten meistens einen rhombischen Pyroxen und führen Orthoklas und granophyrische Zwickel zwischen den Feldspathleisten. — Törnebohm hat wohl zuerst den Bronzitdiabas, so auch bei Konung Oscarshamm, nachgewiesen.

Corstorphine beschreibt Hypersthendiabase aus dem südlichen Arran, welche im Contact mit dem liegenden carbonischen Sandstein z. Th. vitrophyrische Randzonen zeigen und im Contact mit Quarzporphyr Einsprenglinge von Feldspath und Quarz führen, die aus dem Porphyr stammen. Der Quarz hat die augitischen (z. Th. in Carbonate umgewandelten) Corrosionsränder, der Feldspath umgeschmolzene Grenzzonen. Durch Mischung beider Gesteine, welche vorkommt, wird die Grundmasse granophyrisch.

Nach Andreae und Osann gehört das intrusive Diabaslager

im Connecticut-Sandstein, welches an der West Shore R. R. in grossen Steinbrüchen bei Weehawken abgebaut wird, zu den Hypersthendiabasen. Auch hier treten granophyrische Quarzfeldspathaggregate auf und dann wird der Augit idiomorph, während das Gestein sonst eine normale diabasisch-körnige Structur zeigt. Am liegenden Contact wird der Diabas feinkörnig bis dicht und nimmt holokrystallinporphyrische Structur an. Plagioklas und Augit bilden die Einsprenglinge, Biotit reichert sich an und Olivin tritt an die Stelle des Hypersthen. — Auch Campbell und Brown beschreiben Hypersthendiabase von mehreren Punkten in dem Connecticut-Sandstein in Virginia; olivinführend ist das Vorkommen 2 miles nördlich von Rapidan, Culpeper Co. — Nach Kemp und Marsters enthalten auch Gangdiabase des Lake Champlain-Gebiets Hypersthen und Palache giebt dieses Mineral aus einem stark epidioritischen Gang in San Francisco an.

Auch in Sumatra ist dieser Typus nach Verbeek's Angaben vertreten, spielt aber hier lebhaft in den Gabbrotypus hinüber. — Chrustchoff beschreibt von der Steinigen Tunguska in Sibirien eine Reihe diabasartiger und melaphyrähnlicher Gesteine als Gänge und Decken im Silur, die vorwiegend zu Enstatitdiabasen mit kleinem Gehalt an Olivin und mit granophyrischer Mesostasis gehören, theils olivinreich werden und dann der granophyrischen Aggregate entbehren. Die Structur ist bald ophitisch, bald gabbroide. — Auch der intersertale Olivintholeiittypus und hyalopilitische Formen kommen daselbst vor.

Ziemlich häufig ist der Enstatitdiabastypus unter den Rothliegend-Diabasen des Saar-Nahe-Gebietes vertreten, so am Ausgang von Überroth nach Dautweiler, an der Strasse von Lichtenberg nach Baumholder, bei Seelen u. s. w. Er entsteht hier durch holokrystalline Entwicklung der palatinitischen Tholeiite.

Seit Palassou werden mit dem Namen Ophit gewisse Eruptivgesteine bezeichnet, die am NW.-Fusse der Pyrenäen in einzelnen Kuppen auftreten, welche ziemlich deutlich dem Hauptstreichen des Gebirges sich parallel ordnen. Der Name ist dann auf ähnliche oder identische Gesteine am Südfuss der Pyrenäen übertragen und hat sich von hier aus nicht nur über Asturien verbreitet, sondern ist auch von Macpherson nach Südspanien und später nach Portugal verpflanzt worden. Die französischen Forscher haben die Bezeich-

nung Ophit auf nord- und südafrikanische Gesteine angewandt und brauchen ihn gelegentlich geradezu für Diabase, wohl auch für doleritische Basalte. In dieser Allgemeinheit möchte ich dem Ophit keine Beachtung geben. Die folgenden Bemerkungen beschränken sich auf pyrenäische, südspanische und portugiesische Vorkommnisse, und zwar nach Abzug solcher Gesteine, die, wie z. B. der oben besprochene Elaeolithsyenit von Pouzac, offenbar einer ganz fremden Gesteinsfamilie angehören. Nach den Beschreibungen von A. Michel-Lévy, Macpherson und Kuhn, sowie nach eigenen Beobachtungen an zahlreichen Vorkommnissen, gehören die nordpyrenäischen Ophite aus den Dép. Basses- und Hautes-Pyrénées sämmtlich zu den hypidiomorph-körnigen Plagioklasaugitgesteinen und damit in die Classe der Diabase. Dass diese Gesteine von früheren Forschern den Dioriten zugesprochen wurden, beruht auf der weiten, man kann fast sagen allgemeinen Verbreitung des Uralits in denselben. Man kann bei diesen Ophiten recht gut zwei Typen unterscheiden, einen augitreichen und einen plagioklasreichen. Als Repräsentanten des ersteren betrachte ich einen unfern vom Elaeolithsyenit von Pouzac im Adour-Thale auftretenden, recht frischen Ophit. Derselbe besteht aus auffallend grossen, im frischen Zustande fast farblosen, nach (110) und (100) spaltenden, zum grössten Theile in grünen Uralit umgewandelten Augit, in welchem zahlreiche, aber sehr kleine, frische Plagioklasleisten kreuz und quer eingelagert sind. Diese Plagioklase sind, zumal randlich, durch feinste staubförmige Interpositionen braun gefärbt, wie in manchen Gabbros und in einigen nordischen Diabastypen. Die grossen Augituralitindividuen sind nicht idiomorph, sondern begrenzen sich gegenseitig in unregelmässigster Weise. Zwischen denselben ist der Plagioklas oft nesterweise zusammengedrängt und die einzelnen Individuen des Feldspaths ragen dann idiomorph in die Ränder des Augit hinein. Nur selten nimmt der Augit bräunliche Farbe an oder es wechseln bräunliche oder fast farblose Stellen an demselben Augitindividuum (Pech de Salies). Apatit und Ilmenit zeigen nichts Aussergewöhnliches. Bei den veränderten Gesteinen ist der farblose Augit anscheinend in Serpentin, der dunklere in Chlorit übergegangen, wenn man aus der Stärke der Doppelbrechung bei diesen grünen Aggregaten schliessen darf. Der Uralit macht die gleiche Umwandlung durch und daneben entwickelt sich reichlich Epidot, in welchen auch der Feldspath oft grösstentheils übergeht, während in andern Fällen der Feldspath unter starker Ausscheidung von Calcit zu

kaolinartig trüben Massen verändert scheint. Aus dem Ilmenit entsteht Titanit (Leukoxen). Die Epidotbildung ist oft eine auffallend reichliche und dann findet sich wenig oder kein Chlorit und Serpentin. Die Feldspathe der französischen Ophite bestimmte Michel-Lévy nach der geringen oder grösseren Auslöschungsschiefe als Oligoklas und als Labrador und er unterscheidet die Ophite geradezu in Oligoklasophite (Pech de Salies, Perigagne bei Bastenne, Kirche von Gaujacq, Mont-Né bei Cauderets, Biarritz, St. Béat) und Labradorophite (Laprabende bei Caupenne, Lès). Quarz, welcher gelegentlich vorkommt, dürfte secundär sein, Olivin fehlt durchaus. Diesem augitreichen, bezw. uralitreichen Typus gehören neben Pouzac die Vorkommnisse von Laprabende, Biarritz, St. Pédéhourat, Gabas, Col de Menthe, Pène-St.-Martin u. a. an. Auch das Muttergestein des Aërinit von Cazerras in Aragonien, dessen farbloser Augit bisweilen in recht scharfer Diopsidform auftritt, gehört hierher. — Ein zweiter Typus ist durch Armuth an Augit oder seinen Umwandlungsproducten, durch starkes Vorwiegen des Plagioklas charakterisirt. Letzterer bildet dann breite und grosse Leisten, die neben der Albitlamellirung auch das Karlsbader und Periklin-Gesetz oft erkennen lassen, und der nie farblose, sondern stets hellrosa oder hellgrünlich gefärbte Augit erscheint in allotriomorphen Körnern den Feldspathen zwischengeklemmt. Dahin gehören die Gesteine von der Kirche von Gaujacq, Lès, Salies de Salat u. a. Biotit kommt in beiden Typen gelegentlich in geringer Menge vor; Apatit und Ilmenit oder Magnetit sind im zweiten Typus ganz dieselben wie im ersten. Dieser zweite Typus hat ganz den Habitus der feldspathreichen Diabase der deutschen Schiefergebirge und erleidet die gleiche Zersetzung und Umwandlung, wie diese. — Einen mir unbekannt gebliebenen Typus mit primärer, auch wohl idiomorpher, in der Prismenzone von (110) (100) (010) begrenzter, auch Augitkerne führender Hornblende erwähnt Kuhn als Seltenheit von Bélair, SW. Pau (mit Analcim) und Herrières bei Oloron. Hinneigungen zu porphyrischer Structur scheinen trotz des gelegentlichen Anwachsens der Dimensionen des einen oder andern Gemengtheils nicht vorzukommen.

Mit den nordpyrenäischen Ophiten scheinen eigenthümliche Ausbildungsformen geologisch eng verknüpft zu sein, welche mir nur durch Handstücke (von B. Stürtz in Bonn erhalten) bekannt geworden sind. Dieselben stammen von Garraux, Bézius, Saint Lary und Eup in der Hte. Garonne. Sie enthalten nur in sehr

geringen Mengen oder auch gar keinen unveränderten Augit, an welchem dann gelegentlich die sanduhrförmigen Wachsthumsformen der jüngeren Eruptivgesteine trotz des meist vollständigen Mangels idiomorpher Begrenzung wahrnehmbar sind. Der Augit ist vielmehr fast durchweg in Uralit, dessen Färbung noch die alten Sanduhrformen des Minerals erkennen lässt, umgewandelt und dieser Uralit zeigt oft eine überraschend starke mechanische Deformation, seine Lamellen sind mit auffallend kleinem Radius gebogen. Neben dem Uralit, und bisweilen bis zur Verdrängung desselben, ist sehr stark pleochroitische rothbraune Hornblende in z. Th. durchaus idiomorphen Individuen entwickelt, die randlich gern in grüne Hornblende übergehen. Die Hornblende hat den Habitus der basaltischen mit kräftigem Pleochroismus, $c = b$ = rothbraun, a = gelb. Biotit erscheint oft neben der Hornblende. Der Ilmenit ist meistens vollständig in Titanit umgewandelt, der bald körnige Aggregate in der Ilmenitform, bald idiomorphe Individuen bildet. Der zwillingsgestreifte Feldspath ist meist ganz oder doch grösstentheils verschwunden, statt seiner findet sich ein stark mit Epidot durchwachsenes farbloses, feldspathähnliches Mineral mit nicht unbedeutender Doppelbrechung. Dasselbe zeigt bisweilen recht deutlich eine Spaltbarkeit nach zwei gleichwerthigen, sich unter 90° schneidenden Richtungen. Die gegen die Spaltung quer geführten Schnitte geben das Axenbild einaxiger Körper mit negativer Doppelbrechung, in den zu der Spaltbarkeit parallelen Richtungen ist die Auslöschung parallel den Spaltrissen. Darnach wird man diese Substanz der Skapolithreihe zuweisen müssen*. Die Menge dieses Minerals und des Epidots stehen anscheinend im umgekehrten Verhältniss. Ein schwach doppelbrechendes, feldspathähnliches Mineral, welches neben dem Skapolith vorzukommen scheint, gelang es nicht zu bestimmen. Der Apatit erscheint, wie bei manchen Gabbros, in eiförmigen Körnern. Die Structur dieser Gesteine hat keine Ähnlichkeit mit derjenigen der Diabase, sondern erinnert vielfach durch die gegenseitige Durchdringung der verschiedenen Gemengtheile an die Structur krystalliner Schiefer, oder vielleicht besser an diejenigen mancher skandinavischen, aus Diabas hervorgegangenen Saussüritgabbros. Sehr oft gemahnen sie nach Bestand und Structur

* Lacroix bestätigt, ohne dieser Mittheilungen zu gedenken, diese Umwandlung von den Gesteinen von Saleix und Pouzac. — Ein Gang im Cenoman von Oued-Djemma in Algier, der nur aus Amphibol und Wernerit besteht, erinnert der Beschreibung nach an die pyrenäischen Ophite.

an gewisse Augitporphyrithornfelse Südnorwegens, so von Lillegården und Fiskeskjaer im Langesundfjord. — Zwischenformen zwischen normalem Ophit und diesen, vielleicht dynamometamorphen Formen nach mineralogischem Bestande und Structur sind mir von Pic Saint-Mont bekannt geworden.

Den normalen nordpyrenäischen Typen scheinen die von Calderon, Quiroga, Yarza besprochenen baskischen und asturischen, im Cenoman aufsetzenden Ophite zu entsprechen, nur dürften nach den Schilderungen der genannten Forscher Annäherungen an porphyrische Structur vielfach stattfinden*. — Durch die überaus häufige geologische Verknüpfung von typisch diabasisch-körnigen, mit ebenso typischen augitporphyritischen Varietäten scheinen die Vorkommnisse der Provinzen Cadix und Sevilla charakterisirt zu sein, welchen ihr Beschreiber Macpherson postnummulitisches Alter zuspricht. Varietäten der ersten Art lernte ich durch die Güte Macpherson's von Benamahoma, Alcalá de los Gazules, Algar, Penha Arpada, zwischen Chiclana und Medina und Puerto de los Yesos in der Provinz Cadix, von der Sierra Parda in der Serrania de Ronda und von Coripe an der Grenze der Provinzen Cadix und Sevilla kennen. Der fast immer farblose, nicht selten auch mehr oder weniger idiomorphe Augit dieser feldspathreichen Varietäten ist bisweilen von grünlich brauner Hornblende (Benamahoma) umwachsen, zeigt neben der Spaltbarkeit nach (110) und häufiger Zwillingsbildung nach (100) auch eine oft erst bei der Zersetzung hervortretende Spaltbarkeit nach (001) und dieselben Umwandlungsphänomene wie der Pyroxen des Konga-Diabases; bisweilen ist er zu Serpentin verändert. — Durch geringe Mengen einer Zwischenklemmungsmasse führt ein Vorkommen von Barroquejo bei Xerez de la Frontera hinüber zu den holokrystallinen, aber durch und durch augitporphyritischen Typen von Barrueco zwischen Chiclana und Medina, Arroyo del Almendron zwischen Puerto Real und Medina, Barranca de Puerto Real, Torre Estrella zwischen Medina und Alcalá de los Gazules (mit zierlichen radialstrahligen Augitsphärolithen) und Pozo del Hierro. Der Augit auch dieser Gesteine ist

* Nach den Angaben von Yarza in der geologischen Beschreibung der Provinz Vizcaya umfassen die Ophite neben echt diabasischen Typen auch solche, die er selbst mit Spiliten vergleicht. Daneben sind unter den Ophiten auch Formen subsumirt, die durch idiomorphen Biotit, stark zurücktretenden Augit und vorherrschenden Feldspath (nach der Abbildung) recht schroff aus der Reihe herausfallen.

fast stets nahezu farblos und entwickelt bei Zersetzung die gleiche Spaltbarkeit nach (001), wie in den körnigen Gesteinen. Die Uralitisirung der Augite in den südspanischen Ophiten ist nie so allgemein, wie in den französischen, sie fehlt nicht selten vollständig (Puerto de los Yesos); dagegen ist die Serpentinisirung, seltener eine Überführung in Chlorit verbreiteter, als dort. Es scheint mir nicht, als könne man diese Gesteine direct mit den französischen zusammenwerfen. Es wird weiterer Untersuchungen bedürfen, um festzustellen, ob nicht die körnigen Typen blosse Facies der augitporphyritischen seien.

Die von Macpherson beschriebenen Ophite Portugals treten kuppenartig in den von Choffat studirten typhonischen Thälern dieses Landes auf*. Nach der Beschreibung von Macpherson stehen sie den nordpyrenäischen, feldspathreichen Typen ziemlich nahe und haben bei diabasisch-körniger Structur neben leistenförmigem Plagioklas fast farblosen und röthlichbraunen bis violetten Augit, uralitische und eigentliche Hornblende, Ilmenit oder Magnetit und ihre Umwandlungsproducte, Apatit, Quarz und Zeolithe als Gemengtheile. Ihre Structur ist offenbar und deutlich diejenige von intrusiven Massen, Übergänge in porphyrische Structur scheinen kaum vorzukommen. Mir standen Gesteine von Monte Real und Leiria zu Gebote, welche sehr nahe übereinstimmen und makroskopisch das Aussehen sehr feldspathreicher und daher aussergewöhnlich heller Diabase haben. Ihr Feldspath scheint Oligoklas zu sein und hat die typische Leistenform der Diabasplagiokase; derselbe ist in nicht sehr beträchtlicher Masse in Skapolith umgewandelt, was auch Macpherson schon richtig vermuthet hat. Der fast farblose Augit hat einen recht kleinen Axenwinkel und neigt stark zur Serpentinisirung. Um das Titaneisen schaart sich gern Biotit in rosettenförmigen Aggregaten. Die Zwischenräume der sehr vollkommen idiomorphen Feldspathe werden zum kleinen Theile von Quarz, zum grösseren Theile von schwach doppelbrechendem Analcim eingenommen, dessen Menge, zumal gegenüber dem ziemlich frischen Oligoklas und seiner Skapolithbildung schwerlich eine Ableitung aus dem Feldspath gestatten dürfte. Durch diesen hohen Analcimgehalt schliessen sich die portugiesischen Ophite direct an gewisse Glieder der Teschenitreihe an.

* In neuerer Zeit hat Macpherson auch aus Algarve (Silves, Portimár, Sta. Catherina u. s. w.) diabasische Ophite und augitporphyritische (Ayamonte Fatiola) beschrieben.

Mit dem Namen Teschenit bezeichnete zuerst Hohenegger eine mineralogisch, wie structurell ziemlich mannichfaltige Reihe von Eruptivmassen, welche nach Szajnocha (Verhdl. K. K. geol. Reichsanstalt 1884. S. 54) Lagergänge bilden, die concordant dem von ihm als Teschener Kalke benannten Horizonte der Kreide bei Teschen und Neutitschein an der schlesisch-mährischen Grenze eingelagert und zusammen mit diesen Schichten gefaltet und gewunden sind. Tschermak beschränkte den Namen auf eine Gruppe dieser Gesteine, nach Ausscheidung gewisser sehr magnesia- und feldspathreicher Glieder, welche den später von mir auf analoge Vorkommnisse anderer Localitäten übertragenen Namen Pikrite erhielten. Die übrigen, z. Th. sehr alkalireichen und in gewissen Formen überaus viel Analcim führenden Glieder wurden als eine eigene Gruppe betrachtet, die mineralogisch durch die Combination eines basischen Plagioklas mit Nephelin charakterisirt wäre. Der Nephelingehalt dieser Gesteine wurde z. gr. Th. aus dem Analcim als ursprünglich vorhanden erschlossen, z. Th. glaubte man denselben direct wahrgenommen zu haben. Dass die letztere Bestimmung für die Gesteine der Umgebung von Teschen und Neutitschein eine irrige war, erkannte Rohrbach in einer sehr fleissigen und sorgfältigen Monographie dieser Felsarten. Aus dieser Arbeit und aus wiederholter Untersuchung der mir zu Gebote stehenden Vorkommnisse ergiebt sich, dass die als Teschenit zusammengefassten Gesteine zwei, nach Zusammensetzung und Structur verschiedene Gesteinsreihen umschliessen, von denen die eine zu der Gruppe der Diabase zu stellen ist, während bei der andern die ursprüngliche mineralogische Zusammensetzung noch nicht mit Sicherheit zu eruiren war, nach Analogieschlüssen aber als durch die Combination Plagioklas-Nephelin charakterisirt vielleicht angesehen werden darf (vergl. oben S. 377). Es scheinen verwandtschaftliche Beziehungen und Übergangsformen zwischen diesen beiden Reihen in den schlesischen Karpathen und in Portugal vorzukommen, wie ja auch die Elaeolithsyenite und Syenite eng verknüpft sind. Am Nordrande der Pyrenäen könnte vielleicht der Elaeolithsyenit bei Pouzac für die alkalireichen Plagioklasgesteine eingetreten sein. Die den Diabasen, oder wenn man das in Frankreich allerdings nicht feststehende geologische Alter (cf. Dieulafait. L. J. 1882. II. -256- gegenüber älteren Angaben) berücksichtigen will, den Ophiten zuzurechnenden Gesteine der schlesisch-mährischen Grenze finden sich bei Boguschowitz, Kalembitz, Ellgoth, Zermanitz und Schöbischowitz. Sie sind frei

von Amphibol, ihr meistens stark chloritisirter Augit hat ganz die Eigenschaften des Diabasaugits, ihr leistenförmiger, oft zonarstruirter, auch (wie in den Pyrenäen) randlich wohl braun gefärbter (Boguschowitz) Feldspath besitzt in den äusseren Zonen geringere Auslöschungsschiefe als in den, wie es scheint, basischeren Centren, die leichter als der Rand unter starker Ausscheidnng von Calcit verwittern. Peripherisch hat Rohrbach eine secundär gebildete, farblose Feldspathzone um die alten primären Individuen nachgewiesen. Analcim und Natrolith treten recht spärlich, Calcit in bedeutenden Mengen als Zersetzungsproducte auf. Nach seiner Grenze hin wird das Gestein fast stets recht dicht und enthält dann und nur in diesen Randzonen (bis zu 40 cm von der Grenze) idiomorphen, aber allerdings in Carbonate zersetzten Olivin. In dem Chlorit des Gesteins von Boguschowitz hat sich oft secundärer Biotit entwickelt, der Augit ist gelegentlich idiomorph und dann geht die Structur unter Aufnahme von keilförmigen Partien einer Zwischenklemmungsmasse, die grösstentheils in Chlorit umgewandelt ist, ins Doleritische über. Doch ist zu betonen, dass solche eingekeilten Chloritmassen oft nicht mit Sicherheit als von Augit oder einer Mesostasis herrührend unterschieden werden können. Apatit ist reichlich, aber nur in recht dünnen Individuen vorhanden. Die Structur ist bei normalem Verhalten durchaus „ophitisch".

Corstorphine stellt zu den Teschenite einen „olivinführenden Analcimdiabas" von Dipper's Head an der SO.-Spitze der Insel Arran und leitet auch den Analcim aus Nephelin ab.

Artini beschreibt Gesteine, welche den mährischen biotit- und augitreichen Teschenite mit Olivin in mehr oder weniger zersetztem Zustande entsprechen, vom Monte Amiata zwischen Pian Castagnajo und Abbadia San Salvatore, sowie von einigen andern Punkten dieses Gebirges. — Mikroteschenite nennt er verwandte, aber auch sehr unfrische Gesteine von der Valle del Fosso Gragnano in der westlichen Kette des Valdichiana.

Ob diese Arraner und Monte Amiata-Gesteine nicht besser oben auf S. 377 einzureihen gewesen wären, vermag ich nicht zu sagen.

Die Olivindiabase

bilden keine so zahlreiche Sippe oder haben jedenfalls doch keine so weite und allgemeine Verbreitung, wie die olivinfreien Glieder der Reihe. Die geologische Stellung dieser Gesteine ist durchaus diejenige der eigentlichen Diabase, mit denen sie auch örtlich oft

innig verknüpft sind. Ebenso erscheinen auch bei den Olivindiabasen neben der diabasisch-körnigen Ausbildung die typisch effusiven Structurformen. Die Übergänge vollziehen sich durch porphyrische Ausbildung einzelner Gemengtheile (Olivin, Augit oder Feldspath) gegenüber einer meistens feldspathreichen Grundmasse, in welche dann auch eine eigentliche Gesteinsbasis in grösserer oder geringerer Menge eintritt. Damit steht das häufigere Vorkommen glasiger oder schlackiger Interpositionen in den verschiedenen Gemengtheilen in offenbarem Zusammenhange. Mit dieser Entwicklung ist das Auftreten von Mandelräumen, die bald leer, bald mit den Auslaugungsproducten des Gesteins mehr oder weniger gefüllt sind, ursächlich und oft verknüpft. — Nach der andern Seite verlieren die Olivindiabase bei zunehmendem Korn vielfach die eigenthümliche Diabasstructur und ähneln dann in hohem Grade den Olivingabbros. Für solche den Gabbrogesteinen genäherte Olivindiabase ist es überaus charakteristisch, dass die relative Menge der wesentlichen Gemengtheile oft in weiten Grenzen schwankt, dass besonders die Quantität des Feldspaths gern auf ein Minimum oder auf Null herabsinkt und dadurch die allmähligsten Übergänge in die Pikrite sich bilden. — Allen Olivindiabasen ist es gemeinschaftlich, dass ein brauner Magnesiaglimmer und braune Hornblende ziemlich oft accessorisch neben dem normalen Mineralbestande erscheinen, zumal in den palaeozoischen und den Gabbros genäherten Vorkommnissen.

Dem Fichtelgebirge, dem Frankenwalde und Thüringer Walde, den Vogesen und dem Harze scheint der eigentliche Olivindiabas trotz des Reichthums und der Mannichfaltigkeit an sonstigen palaeozoischen Diabastypen zu fehlen. Nur die ganz feldspatharmen bis feldspathfreien Formen, welche später zu besprechen sind, treten im Fichtelgebirge in ziemlicher Verbreitung auf.

Dagegen erscheint der Olivindiabas im Devon und Culm am östlichen Rande des rheinischen Schiefergebirges in reicher Entwicklung; die Gesteine von Nesselgrund, Weilburg, Dillenburg (mit vollkommen idiomorphem Olivin) sind gute Beispiele feldspathreicher Olivindiabase, wenngleich auch hier Übergänge in Pikrite nicht fehlen. Der Augit hat oft überraschend gute pinakoidale Spaltbarkeit. Chelius betont ebenfalls die Neigung der unterdevonischen feldspatharmen Olivindiabase des Kellerwaldes an der Waldeck'schen Grenze zu Übergängen in Pikrit, während die carbonischen (Culm-) Diabase desselben Gebietes normale feldspathreiche Varie-

täten darstellen. Er nennt den Augit dieser Gesteine oft geradezu Diallag und betont die Ähnlichkeit mit diesem mehrfach.

Nach Rothpletz findet sich ein etwas Enstatit führender Olivindiabas von grobem Korne im Silur zwischen Nossen und Niederwiesa in Sachsen. Auch rechnen die sächsischen Geologen das von andern Forschern zum Basalt gezählte, durch seinen Reichthum an Einschlüssen von Granitmineralien berühmte Ganggestein aus dem Tannbergsthale im Erzgebirge, Section Falkenstein, zum Olivindiabas. Wir zählen es der S. 1140 besprochenen Gruppe der besonders in der Lausitz verbreiteten Diabaskersantite zu. — Kalkowsky bespricht einen interessanten Olivindiabas vom Heidelberg bei Oberleuthmannsdorf im Eulengebirge, Niederschlesien, in welchem neben tiefviolettbraunem, ziemlich stark pleochroitischem, einschlussfreiem Augit auch ein fast farbloser, mit opaken Mikrolithen erfüllter Augit vorkommt, dessen Einschlüsse in (100) nach zwei zu einander senkrechten Richtungen geordnet sind. Der Olivin ist nach aussen von einer Umwandlungszone farbloser, stark lichtbrechender und lebhaft polarisirender Fäserchen und Blättchen umgeben, die zum Olivinrande senkrecht stehen; der Plagioklas ist da, wo er sich mit Olivin berührt, mit „Viridit" erfüllt. Die farblose Umwandlungszone um den Olivin wird mit vieler Reserve als vielleicht dem Chalcedon zugehörig angesehen. Man denkt unwillkürlich an die bei Olivingabbro beschriebenen Schalen um Olivin. Der accessorische Biotit ist fast stets von einem Kranz von Amphibolkörnern umgeben. Augit und Olivin enthalten devitrificirte Glaseinschlüsse.

Unter den englischen Trappen ist der Olivindiabas an vielen Orten nachgewiesen, so von Arch. Geikie in den cambrischen Schichten von St. Davids in Wales und den carbonischen der engeren und weiteren Umgebung von Edinburgh, Linlithgow, Pentland Hills etc.; auch finden sich in demselben Horizonte pikritische Formen*. Tawney beobachtete auch an den Olivindiabasen, welche

* Zu den ophitischen Olivindiabasen gehört nach Goodchild auch jener Theil der Intrusivmassen des Corstorphine Hill bei Edinburgh, der durch einen Bahneinschnitt in Barnton aufgeschlossen ist. Der centrale Theil desselben besteht aus einem Pikrit von normalkörniger Structur, der von Primärtrümern desselben Olivindiabases durchschwärmt wird, der seinen Mantel bildet. Die durchbrochenen untercarbonischen Schieferthone sind am Contact gehärtet und „in places the change induced by the heated mass has taken the form of a complete rearrangement of the argillaceous matter into an aggregation of small spheroids, which bear a close superficial resemblance to a coarse oolite or pisolite." Spilosit? Knotenschiefer?

am Vorgebirge Penarfynydd in Wales die Arenig-Schiefer durchbrochen haben, Übergänge in pikritische Ausbildung. Harker beschreibt Olivindiabase von Anglesey und Holyhead, Allport aus dem Carbon von Warwickshire, Zirkel aus untercarbonischen Schichten von Arran. Die carbonischen Olivindiabase zeigen nicht selten deutliche Entwicklung einer auch wohl glasgetränkten Zwischenklemmungsmasse in geringer Menge.

In grosser Verbreitung und Mannichfaltigkeit erscheint der Olivindiabas in Schweden; in seiner mehrfach citirten wichtigen Arbeit unterscheidet Törnebohm hier mehrere Typen. Die deckenartig über Untersilur an der Kinnekulle, am Billingen, Plantaberg, Fardala und andern Trappbergen Westgothlands, auch in Schonen mehrorts verbreiteten Olivindiabase nennt er Kinnediabase. Zu dem normalen Bestande von Augit, Plagioklas, Olivin und Ilmenit gesellt sich etwas Apatit und auch Quarz, der z. Th. für primär gehalten wird, sowie eine chloritische Substanz, welche sich aus einer Zwischenklemmungsmasse entwickelt hat. Danach ist die Structur, wie auch Törnebohm angiebt, ähnlich derjenigen der effusiven jüngeren Dolerite und Olivintholeiite. Die Menge des Olivins in diesem Typus ist niemals sehr gross; derselbe ähnelt einigermaassen dem Culmdiabas des Kellerwaldes.

Der Helleforsdiabas bildet einen bis 1000 m mächtigen, 42 km langen Gang zwischen Malmköping und dem Hjelmar-See. Das den palaeozoischen Lagerdiabasen des Continents im Habitus ähnliche, grüne, mittel- bis grobkörnige Gestein besteht aus Plagioklas, Augit, Ilmenit und einem grünen Pigment. Letzteres ist z. Th. aus Augit hervorgegangener Chlorit, z. Th. ein aus Olivin entstandenes Gemenge aus schuppigem Chlorit und stengligem Amphibol. Im Plagioklas und zwischen diesem und den Zersetzungsproducten des Augits und Olivins findet sich in der Regel ein Saum von dunkelgrünen Körnern, die durch Wechselwirkung der aus beiden Mineralien und dem Feldspath hervorgegangenen Lösungen entstanden wären. Derselbe Saum umgiebt den Ilmenit und Leukoxen gegen Plagioklas. Accessorisch sind braungrüne Hornblende und brauner Glimmer. Das frische Gestein ist oft recht reich an Olivin. Dieser in Södermanland verbreitete Typus kommt auch in Ostgothland, Nerike, Schonen und Dalsland vor.

Der ebenfalls mittel- bis grobkörnige Aasby-Diabas, von meistens sehr frischem Erhaltungszustande, besteht aus Labradorit, Augit, Olivin, Ilmenit, Biotit und Apatit. Die chloritischen Sub-

stanzen fehlen zumeist ganz. Der Augit ist braun bis rothbraun, oft mit einem Stich ins Violett und enthält neben Glimmer und mikrolithischen Einschlüssen auch solche von Glas; ebenso der frische ölgelbe Olivin, dessen mikrolithische Interpositionen deutlich in Ilmenitlappen übergehen; Biotit ist fast stets um Ilmenit geschaart; Apatit reichlich. Farbloser Enstatit erscheint accessorisch im Gestein von Mackungra in Gestrikland. Die Eisenerze treten oft in technisch verwerthbaren Massen auf. Alle Gemengtheile sind allotriomorph mit Ausnahme des Plagioklas, die Structur nähert sich oft sehr derjenigen des Gabbro. Dieser besonders in Dalekarlien und den nördlichen Provinzen Schwedens verbreitete Typus bildet Gänge in Gneiss, Granit und Porphyr und mächtige Decken in den unteren Horizonten der cambrischen Sandsteinformation von Dalekarlien. Nach Eichstädt erscheint dieser Typus auch in Småland gangförmig. Auch bei Ivigtut, Frederikshaab und Julianehaab in Grönland kommt er nach Törnebohm gangartig vor.

Der die oberste Decke in der Sandsteinformation Dalekarliens bildende Särnadiabas von sehr gleichmässig mittlerem Korn, mit etwas accessorischem braunem Glimmer und sehr wenig Quarz, besitzt oft eine aus grünen Körnchen und farblosen Nadeln bestehende mikrokrystalline Zwischenklemmungsmasse und nähert sich daher, wie der Kinnediabas, manchen Melaphyren.

Der feinkörnige, dunkelfarbige, gangförmig die jüngeren krystallinen Schiefer durchsetzende Ottfjällsdiabas besteht aus braungefärbten Plagioklasleisten, deren Farbe vom Rande nach dem Centrum hin rasch an Intensität verliert, und der oft saussüritisch verändert ist, aus leicht zersetzlichem, sehr hell gefärbtem Augit, aus einem durch dunkelbraunen metallischen Staub oft bis zur Unkenntlichkeit gefärbten Olivin, Ilmenit, Glimmer und etwas Quarz, der wohl sicher secundär ist. Zwischen Olivin und Plagioklas, wie auch zwischen Ilmenit und Plagioklas, finden sich die gelegentlich des Hyperitdiorit besprochenen Amphibolzonen (Harjeaadalen). Die Structur geht auch hier aus der typisch diabasischkörnigen oft in eine gabbroähnliche über. Es ist gewiss charakteristisch, dass die amphibolitischen Olivinhöfe in diesem der Schieferformation angehörigen Diabas sofort auftreten, während sie den deckenartigen Kinne- und Särna-Typen fehlen. — Nach Holmquist bildet der Ottfjälldiabas im Ottfjäll selbst, südl. vom Åreskutan im Jemtland bis zu 100 m und darüber mächtige und im Middagsvålan zahlreiche bis zu 50 m mächtige parallele, N. 75° W. strei-

chende Gänge im Quarzit, die zwischen sich etwa gleich breite Quarzitwände haben. Sie sind porphyrisch durch dunkle, selten weisse Plagioklaseinsprenglinge, welche Bytownit mit nach aussen zunehmender Acidität sind und welche bei der Umwandlung Epidot liefern, wenn sie dunkel waren, Zoisit, wenn hell. Manche Gänge haben Mandeln von 5—7 mm Durchmesser, die von einer grünschwarzen Zone aus secundär gebildetem Biotit umgeben und von stengliger, dunkelgrüner Hornblende erfüllt werden. Randliche Verdichtung ist häufig, eine Einwirkung auf den Quarzit nicht wahrnehmbar. Im Gegensatz zu den oft stark gebogenen Augiteinsprenglingen, welche sich optisch normal verhalten, löschen die Augite der Grundmasse oft undulös aus, wie Autor annimmt infolge von Spannungen im Krystallbau. Uralitbildung ist verbreitet, Magnetit reichlich und titanhaltig. Nur einen kleinen Theil der Ottfjälldiabase fand Holmquist olivinführend. — Nach Högbom treten die Ottfjälldiabase nur in den krystallinen Gliedern der Sevegruppe, sowie in den stark gepressten Theilen der Sparagmitformation auf (Geologisk beskrifning öfver Jemtlands Län. Stockholm 1894).

Zum Aasbytypus scheinen grossentheils auch die Olivindiabase der Kupferregion am Lake Superior zu gehören. — Nach Irving und Van Hise treten Olivindiabase mit spärlichem rhombischen Pyroxen in der Penokee-Eisenerzformation von Michigan auf. Ihr Pyroxen ist vielfach uralitisirt und mit Pinseln von Aktinolithnadeln besetzt, eine Erscheinung, die als secondary enlargement aufgefasst wird. Diese Diabase sind oft mit vorzüglicher Erhaltung ihrer Structur in „Soapstone“ umgewandelt, der nach der Analyse eine kaolinartige Zusammensetzung hat; das ist also gewissermaassen eine Analogie zu der Haloysitbildung in brasilianischen Diabasen nach Hovey, zu der Beauxit-Pseudomorphose in den Vogelsbergbasalten nach Liebrich, bei denen gleichfalls die Structur erhalten bleibt.

Auch unter den „Melaphyren“ des linksrheinischen Rothliegenden finden sich eine Anzahl durchaus körniger Olivindiabase, die sich als holokrystalline Entwicklung der Olivintholeiite auffassen lassen. Solche Gesteine, deren Olivin oft sehr deutlichen Picotit oder Chromit umschliesst, finden sich ¼ Stunde nördlich von Herchweiler (der Olivin ist derart zu Serpentin und Talk umgewandelt, dass der in den Spalten und Klüften des Olivin entstandene Serpentin ein Netz bildet, dessen Maschen von Talk ausgefüllt werden), zwischen Sötern und Gonnesweiler und zwischen

Sötern und Eckelhausen (mit accessorischem Enstatit in frischen und in zu Bastit umgewandelten Individuen), zwischen Gehweiler und Furschweiler (deutlich in Melaphyr übergehend), Himmelberg bei Bergweiler (ebenso), Heisterberg an der Bahn zwischen St. Wendel und Türkismühle, Rathen am Wege nach dem Funkenberge, Bahneinschnitt bei Baltersweiler, Asweiler im Birkenfeldischen u. s. w. — Die Melaphyre des Rothliegenden bei Darmstadt scheinen ebenfalls Olivindiabas-Facies zu besitzen.

Zu den Olivindiabasen gehört auch ein Eruptivgestein aus den Halobien-Schichten des Val Trompia oberhalb Marcheno in den Südalpen, dessen Augit stark zu Amphibol umgewandelt ist, und in welchem neben dem aus Olivin entstandenen Serpentin als Zersetzungsproduct auch stark doppelbrechende Zeolithe und Opal vorhanden sind. — H. v. Foullon beschrieb Olivindiabas aus Werfener Schichten Montenegro's, welchen Tietze gesammelt hatte.

Die fernere Verbreitung der Olivindiabase ergiebt sich aus den Mittheilungen von Emerson über das Gestein des Deerfield Dyke im Connecticut-Sandstein, von Hawes über Gänge im Glimmerschiefer von Campton Falls, N. H., Wiik über Gänge im Gneiss des südwestlichen Finnland, Cohen über die Gesteine der Diabasformation von Palma. Küch beschreibt Olivindiabas-Gänge in den krystallinen Schiefern von Kakulu im Kongogebiet Westafrika's, Sjögren aus den Diamantfeldern des südlichen Afrika, wo sie zusammen mit normalen Diabasen vom Öjetypus Törnebohm's auftreten. Die letzteren sind wohl dieselben Gesteine, welche Fouqué Ophite nennt. — Gürich fand Olivindiabas bei Gran Bassa zwischen Monrovia und Cap Palmas, Quiroga beschreibt ihn als Gang im Gneiss der Provinz Pontevedra in Spanien.

Metamorphosen in den Diabas- und Melaphyrgesteinen.

Veränderungen im Mineralbestande und der Structur, welche sich nicht auf die blosse Einwirkung der Atmosphärilien zurückführen lassen, sind in den Diabasen der geschieferten Sedimente und in den Vorkommnissen aller geologisch gestörten Localitäten so überaus verbreitet, dass sie von der Darstellung der normalen Verhältnisse gar nicht strenge getrennt werden konnten. An dieser Stelle sind also gewissermaassen nur die extremen Fälle, die Endproducte tiefeingreifender dynamometamorpher oder andere Processe in Betracht gezogen.

Bei der grossen chemischen Verwandtschaft, welche den Diabas

mit dem Gabbro verbindet, ist es nicht verwunderlich, wenn aus dem Diabas unter der Einwirkung gleicher Factoren (gebirgsbildender, schichtenfaltender Vorgänge) sich analoge Gesteinsmassen entwickeln, wie aus dem Gabbro. Geht bei solchen Vorgängen die Structur vollständig verloren, so wird es, wo der geologische Verband nicht zweifellos entscheidet, oft nicht sicher möglich sein, das ursprüngliche Gestein als Gabbro oder Diabas zu bestimmen. Thatsächlich liegen die Verhältnisse oft so bei den „Saussüritgabbros" Norwegens. Manche derselben — ich möchte besonders an das Vorkommen auf der Halbinsel Bergen bei Osören inmitten des metamorphen Silurs exemplificiren — lassen theils in gelegentlich erhaltenen Structurspuren, oder in Resten der ursprünglichen Gemengtheile auf Diabas als das Muttergestein schliessen. — Es wurde auch bereits bei der Schilderung der skandinavischen Diabastypen auf die zwischen Olivin und Plagioklas ganz ähnlich im Diabas wie im Gabbro entwickelten Amphibolzonen hingewiesen und derartige Analoga liessen sich leicht in noch grösserer Anzahl anführen. — Statt dessen möge auf ein von Teall neuerdings beschriebenes Vorkommen hingewiesen werden. Im Grundgebirgsgneiss des nordwestlichen Schottland setzen unfern des Dorfes Scourie in Sutherlandshire zwei Gänge von Diabas (Dolerite Teall) auf, die im unveränderten Zustande etwa die Structur und Zusammensetzung eines olivinfreien Ottfjälldiabas mit braunen Plagioklasleisten, rothbraunem Augit und Titaneisen in grobkörnigem Gefüge besitzen. Dasselbe Ganggestein besteht an andern Stellen bei extremer Veränderung aus grüner Hornblende mit deutlicher Streckung, d. h. Anordnung in parallelen Ebenen, zwischen welche der gleichfalls gestreckte, nicht mehr in leistenförmigen Individuen erscheinende, und dabei nun farblose Feldspath und das zu langen Striemen ausgezogene Eisenerz gewissermaassen eingewalzt sind. Die Schieferung dieser Gesteinsvarietät geht parallel der Gneissschieferung und nicht etwa parallel den Gangwänden. Beide Extreme sind durch alle Zwischenstufen verbunden, indem zunächst schmale Ränder von grüner Hornblende sich um den Augit entwickeln und die Feldspathleisten bald schwache Biegung und undulöse Auslöschung zeigen, bald in Stücke zerbrochen erscheinen, die gegen einander verschoben sind*. Der Vorgang ist also ganz derjenige, welcher

* Eine ganz überraschende Ähnlichkeit mit diesem schottischen Vorkommen zeigt ein Gang von West Point in den Hudson River Highlands, N. Y., welchen ich durch Prof. Kemp's Gefälligkeit kennen lernte.

bei Umwandlung des Gabbro in Amphibolit des Weiteren beschrieben wurde. Auch hier ist der Grad der mineralogischen Umwandlung proportional der Deutlichkeit der Schieferung, also auch proportional dem Druck und der durch ihn bedingten Bewegung. Es wäre gewiss nicht richtig, die mineralogisch am meisten veränderten Theile des Gesteins sich dadurch entstanden zu denken, dass sie nach einander verschiedene Stadien niederer Entwicklung durchliefen; vielmehr wird an jedem Punkte des Gesteins die Umwandlung sofort denjenigen Grad erreicht haben, welchen die dem hier herrschenden Druck entsprechende Molekularbewegung bedingte. — Mit diesem Vorkommen übereinstimmende Handstücke erhielt ich durch Herrn Petersen's Güte von Ringvatsö in Nordland. — Lawson beschreibt ganz ähnlich den Übergang von Grünsteinen in Amphibolite im Rainy Lake-Gebiet.

Dasselbe Gesetz von der Proportionalität der mineralogischen und chemischen Wandlung des Bestandes und der mechanischen Deformation scheint für alle dynamometamorphen Formen der Diabase zu gelten. Es wurde an früherer Stelle dargethan, dass die Epidiorite und sicher ein Theil dessen, was man Proterobas nennt, als durch Gebirgsdruck und die ihn begleitenden chemischen Processe veränderte Diabase zu betrachten seien, und dass bei den Epidioriten mehr oder weniger deutliche Spuren einer grobflaserigen Schieferung zu beobachten seien. Ein höheres Stadium dieser Veränderungen liegt in den Flaserdiabasen, wie sie in erster Linie Lossen vom Harz, dann auch Schenck sehr schön aus dem oberen Ruhrthale, Miklucho-Maclay von dem Berge Porodnaja im Ural, beschrieben, und wie sie so ziemlich in allen diabasführenden Schieferterritorien, besonders schön auch in den Ardennen und bei Potton in Canada, nach den Beschreibungen von Inostranzeff wohl auch im Gouv. Olonez im nordwestlichen Russland vorkommen. Solche Gesteine zeigen Ablösungsflächen und Klüfte, welche durch eine tiefgehende innere Zertrümmerung und Verschiebung der einzelnen Theile des Gesteinskörpers gegen einander hervorgebracht wurden. Auf diesen Klüften finden sich nicht selten dieselben Mineralien, welche im Gestein selbst durch den Vorgang neugebildet wurden. Chlorit, amianthartige und aktinolithische Hornblende, Albit, Calcit, Epidot u. s. w. Ein höchstes Stadium stellen alsdann jene Gesteine vor, die sich zum Theil unter der Sammelbezeichnung amphibolitische Schiefer, schiefrige Amphibolite, chloritische Amphibolite, grüne Schiefer, zum Theil auch Schalsteinschiefer,

chloritische Schiefer u. dgl. verstecken, und die bisweilen einen förmlich thonschieferähnlichen Habitus annehmen können. Solche metamorphe Diabasfacies sind wiederum in der regionalmetamorphen Zone von Wippra im Südharz von Lossen, im oberen Ruhrthale von Schenck, zum Theil unbewusst im schlesischen Thonschiefer von Gürich, von Lehmann im sächsischen Schiefergebirge beschrieben worden und finden sich ferner in typischer Entwicklung in Wales und Cornwall, im Taunus (sind ebenfalls von Lossen zuerst richtig erkannt), in Portugal, im Ural u. a. O. Für solche Forscher, welche diesen Vorgängen ihre Aufmerksamkeit seit längerer Zeit geschenkt haben, bedarf es keines Beweises, dass die sog. Amphibolite und grünen Schiefer im Cambrium und höheren Abtheilungen der palaeozoischen Schichtenreihe dynamometamorphe Diabasfacies sind; für den Uneingeweihten ist es oft schwer, bei den höchstveränderten Erscheinungsformen den strengen Nachweis zu liefern, dass sie auf Diabas zurückgeführt werden können und müssen. Structur und mineralogische Zusammensetzung dieser metamorphen Diabasformen sind so vielfältig, dass es unmöglich wird, eine irgendwie erschöpfende Darstellung in dem engen Rahmen dieses Capitels zu geben. Man wird am leichtesten eine Vorstellung gewinnen, wenn man der Reihe nach die Derivate der Diabascomponenten betrachtet und sich diese dann gewissermaassen permutirend und mit wechselnder Structur verbunden denkt.

Bei den weniger hochgradigen Veränderungen entsteht aus dem Kalknatronfeldspath der Diabase durch eine Art chemischen Zerfalls gern Albit, welcher in kurzen die Viellingsstreifung oder Zwillingshalbirung zeigenden Leisten oder Körnern, oder auch in sehr feinkörnigen, dann nicht immer sofort von Quarz zu unterscheidenden Aggregaten ohne Lamellirung der einzelnen Körner ausgebildet ist. Dieser Albit ist gegenüber dem primären Feldspath auffallend wasserhell; er lässt in seiner Vertheilung noch bisweilen die Leistenform des Mutterfeldspaths wieder erkennen; oder aber er ist zu lenticularen Nestern oder endlich zu langgestreckten Flatschen geordnet. Der ursprüngliche Kalkgehalt des Mutterfeldspaths ist dem Albit bald als Calcit, bald als Epidot, bald als Zoisit, seltener als Skapolith beigemengt und auch diese Mineralien sind in der verschiedensten Weise mit dem Albit aggregirt, bald regellos mit ihm gemengt, bald flasrig mit ihm verwoben, bald zu mit demselben alternirenden schichtenähnlichen Massen geordnet. Auch heller Glimmer (Sericit) entwickelt sich unter gewissen Be-

dingungen aus dem Feldspath. — Der pyroxenische Gemengtheil des Diabas setzt sich um in grünen uralitischen oder aktinolithischen, oder in farblosen asbestartigen, oder in glaukophanartig blauen, seltener in compacten grünen oder braunen Amphibol. Im ersten Fall pflegt die Augitform mehr oder weniger erhalten zu bleiben oder es tritt eine Umformung zu flasrigen Massen ein; im letzten Fall verschwindet die Augitform und die Amphibolform tritt an ihre Stelle, wenn überhaupt idiomorphe Ausbildung, nicht solche in Körnern statt hat. Bei der aktinolithischen und asbestartigen Umwandlung entstehen Nadeln, die sich gern zu filzartigen Massen verweben, welche zu Strähnen und Flatschen, fast nach Art einer fluidalen Structur ausgezogen sind, oder aber einzeln und zu Bündeln zusammengedrängt alle andern Gemengtheile durchspicken. Der überschüssige Kalkgehalt scheidet sich auch hier bald als Carbonat, bald als Epidot aus. Dasselbe ist auch bei der, wohl einem geringen Betrage metamorphosirender Kräfte und geringer Tiefe des Vorgangs entsprechenden, Umwandlung des Pyroxens zu Chlorit der Fall, dessen schuppige Aggregate eine ähnliche mechanische Umordnung erfahren, wie die Aktinolith- und Asbestfilze. — Der Ilmenit wird zu Titanit verwandelt, dessen Körnchen und Kryställchen entweder zu kleinen flasrigen Aggregaten gehäuft oder in lange Reihen parallel der Schieferung ausgezogen sind; Rutil scheint seltener, als bei analogen Vorgängen im Gabbro zu entstehen.

Denkt man sich nun, dass diese Mineralien in sehr wechselnden Mengenverhältnissen gebildet werden, dass Reste des ursprünglichen Mineralbestandes in kleinerer oder grösserer Quantität erhalten bleiben können und dass Quarz als Nebenproduct nicht allzuselten vorkommt, dass ferner ursprüngliche Mandelausfüllungen mit in den Umwandlungsprocess hineingezogen werden, Pyrit, Eisenglimmer und Limonit, sowie Carbonate von Magnesia und Eisen hinzutreten, so kann man sich eine annähernde Vorstellung von der Mannichfaltigkeit dieser aus Augit, Hornblende, Uralit, Aktinolith, Asbest, Chlorit, Albit, Epidot, Zoisit, Ilmenit, Magnetit, Titanit, Pyrit, Limonit, Haematit, Calcit und andern Carbonaten, sowie Quarz zusammengesetzten metamorphen Diabasfacies machen. Die oft schon makroskopisch wahrnehmbare, fleckig, flammig oder bandartig wechselnde Farbe lässt die Mannichfaltigkeit der Anordnung dieser Gemengtheile in den bald nahezu massigen, bald flasrigen (Flaserdiabase-), bald vollkommen schiefrigen (Diabasschiefer-) Gesteinen

erkennen. — Zum Studium solcher Processe eignen sich besonders die Gesteine der Zone von Wippra (Grillenberg) am Südharz, solche von Laifour und Rimogne in den Ardennen, vom Rauenthal u. a. O., im Taunus und viele niederschlesische „grüne Schiefer" aus der Gegend von Baumgarten. Die Ähnlichkeit mit den im Granitcontact sich vollziehenden Veränderungen im Diabas ergiebt sich durch Vergleichung mit S. 101.

Für die Schilderung der Einzelheiten bei der dynamometamorphen Umwandlung der Diabase, sowie der Diabasporphyrite und verwandter Typen, muss besonders auf die lichtvollen Darstellungen Lossen's an Vorkommnissen des Harzes und des Taunus, ferner auf die bedeutsamen Studien von Milch, Sederholm, Hibsch, Schmidt, G. H. Williams, Lawson und Irving und Van Hise verwiesen werden.

Milch lieferte, von dem Studium des Rauenthaler Diabas vom Oberen Eiswege unterhalb der Bubenhauser Höhe nach Eltville zu und seinen Quetschzonen ausgehend, den Beweis, dass die Hornblendesericitschiefer des rechtsrheinischen Taunus, sowie die Augitschiefer und Sericitkalkphyllite des Soonwaldes theils aus Diabas, theils aus Diabasporphyrit hervorgegangen sind. Man wird vielleicht mit Bezugnahme auf den chemischen Charakter gewisser Alkali- und besonders Kali-reicher Glieder dieser „Diabasschiefer" hinzusetzen dürfen, dass manche derselben auf schalsteinähnliche Tuffe, die mit mehr oder weniger quarzporphyrischem oder Thonschiefersediment gemischt, als ihr ursprüngliches Substrat, hinweisen. — Es möge hervorgehoben werden, dass auch Schauf unabhängig von Milch zu der Überzeugung gelangte, dass der Hornblendesericitschiefer der Koch'schen Karte von Birkenfeld bei Eppenhain und aus dem Bruche von Mohn's Mühle bei Vockenhausen aus Diabas hervorgegangen sei.

Sederholm schildert eine mannichfache Reihe von archäischen Diabasen, Porphyriten und Melaphyren nebst ihren klastischen Tuffen und Conglomeraten aus der Gegend zwischen Tammela, Kalvola und Hattula im südwestlichen Finnland, welche theils unter vorzüglicher Erhaltung ihrer Structur, theils unter Verwischung derselben durch eine hochgradige Druckschieferung eine tiefgreifende Veränderung ihres Mineralbestandes erlitten haben.

C. Schmidt beschreibt die allmähligen Übergänge zwischen einem aus Saussürit und Diallag bestehenden Gabbro vom Piz Curver (Graubünden) in Grünschiefer (Saussürit-Chlorit-Epidotschiefer). Es sind vielleicht nur gabbroide Facies des ebenfalls von C. Schmidt

untersuchten Diabas von dem Grate Sponda Sursess, der sich nach S. vom Piz Curver abzweigt. Hierzu gehören auch Variolite, welche zusammen mit einem langen Zuge von Serpentin sich von der Wallfahrtskapelle Ziteil gegen N. zwischen Piz Curver und Piz Toissa bis gegen die Stürviser Alp hin verfolgen lassen. In diese Gruppe gehören wohl auch die grünen Schiefer von der Alp Starlera, vom Brennhof bei Nufenen und von Vals, sämmtlich aus Bündner Schiefern, und alles, was Rolle (Mikropetrographische Beiträge aus den Rhätischen Alpen. Wiesbaden 1879) als Valrheinit, Gadriolit, Cucalit, Paradiorit, Hypholith und Chlorogrisonit aus Graubünden an Grünschiefern beschrieben hat.

Die Schilderungen von G. H. Williams beziehen sich auf umgewandelte Diabase, Diabasporphyrite und mancherlei Melaphyre nebst ihren Tuffen aus dem Menominee- und Marquette-Gebiet, die von Irving und Van Hise auf Grünschiefer des Eisendistricts von Penokee in Michigan und Wisconsin, welche aus gabbroidem Diabas und Spilit hervorgingen. — Cross führt gewisse für präcambrisch und postarchäisch gehaltene Amphibolite der Gegend von Salida in Colorado auf Diabase zurück und Lawson weist amphibolitische und chloritische Schiefergesteine des Keewatin am Rainy Lake in Canada als ursprüngliche Trappe und ihre Tuffe nach.

Hibsch schildert die Umwandlung der Diabaslagergänge im Thonschiefer des Elbthals nördlich Tetschen in der Nähe der Granitgrenze in 1. Epidiorite, 2. Aktinolith-Chlorit-Albitschiefer, 3. Plagioklas-Chloritschiefer mit Quarz und Calcit und 4. Diabasschiefer mit Albit, Chlorit, Calcit, Epidot, Ilmenit und Opal. — In der Nähe der Diabase finden sich im Thonschiefer Quarzadern und Quarzlager, sowie granitoide, lang lenticuläre Ausscheidungen, die in der Mittellinie oft hohl sind. In den Hohlraum ragen Albitkryställchen hinein, während die granitoiden Ausscheidungen selbst aus Bytownit und Quarz nebst etwas Chlorit, Turmalin und Erzen (es scheinen Kupfersulfide zu sein) bestehen. Wo diese Ausscheidungen sich mit dem Thonschiefer berühren, zeigt sich in diesem nahe am Contact eine Anreicherung der dunklen Erztheilchen. Hibsch hält die granitoiden Ausscheidungen für pneumatolytische Massen, welche aus den Schiefern ausgelaugt wurden.

Michel-Lévy bespricht als extreme Ausbildungsformen der epidioritisch veränderten Diabase des Mâconnais Gesteine, welche wesentlich aus Amphibol, Magnetit und Melanit bestehen und vielfach in Serpentin übergehen, andererseits solche, die man als

melanithaltige Eisenerzlager (Eisenglanz und Magnetit) bezeichnen kann.

Bei sehr hochgradigen, wohl auch unter der Einwirkung von Thermen sich vollziehenden Umwandlungen von Diabasen entsteht aus dem Feldspath nicht Albit, sondern Muscovit (Sericit) und Carbonate, aus dem Augit Carbonate und Quarz. Dabei bleibt die Krystallform dieser Mineralien oft deutlich erhalten. Derartige Facies wurden von v. GRODDECK mit grosser Genauigkeit und mit schönstem Erfolge aus dem sog. weissen Gebirge, welches die Erzmasse von Holzappel u. a. O. begleitet, studirt und beschrieben. Er berechnete die Zusammensetzung eines derart zu einem Sericitgestein veränderten Diabas nach sehr sorgfältig angestellten Analysen zu 54,4 % Sericit, 11,3 Calcit, 18,3 Breunnerit, 12,4 Quarz. 2,7 Titanit, 0,5 Rutil, 0,6 Pyrit, 0,2 Apatit.

Contactmetamorphosen an Diabas- und Melaphyrgesteinen.

Die Einwirkungen der Diabas- und Melaphyrgesteine auf die von ihnen durchbrochenen und sie umgebenden Schichtgesteine, also die exomorphen Contactphänomene der Diabase lassen sich in zwei sehr verschiedene Gruppen vereinigen. In der einen zeigen sich die Vorgänge im Wesentlichen übereinstimmend mit denen in den Contactzonen der Tiefengesteine; in der andern sind sie trotz mancher rein formalen Anklänge an diese doch ganz wesentlich davon verschieden. Man kann auch an den Diabasen, wo sich diese mit Thonschiefern und verwandten Schichtgesteinen berühren, verschiedene Grade der metamorphen Einwirkung und damit verschiedene Theilzonen in einer vollständig gedachten Contactzone unterscheiden, da ja die metamorphosirende Kraft mit der Entfernung vom Diabas abnehmen muss. Nun aber sind die Contacthöfe um die Diabase, welche bald das Eruptivgestein vollständig einhüllen, bald nur im Liegenden, bald nur im Hangenden, wohl auch auf beiden Seiten verschiedenartig auftreten, im Allgemeinen sehr schmal, im Maximum wenige Schritt breit. So erklärt es sich denn, dass nur in selteneren Fällen in den Contacthöfen die ganze Skala der Umwandlungsstadien, sondern meistens nur einzelne Glieder derselben entwickelt erscheinen.

Wir wollen die beiden verschiedenen Formen von Contacthöfen um die Diabase und verwandte Gesteine als die Spilosit-

Adinol-Contacthöfe und die Hornschiefer-Contacthöfe unterscheiden.

Nähert man sich in einem Spilosit-Adinol-Contacthof vom unveränderten Schiefer her dem Diabas, so beobachtet man zunächst ein Dichterwerden und grössere Härte in demselben mit begleitender Abnahme der Fissilität, auch wohl eine Farbenänderung; alsdann kommt ein Stadium, in welchem grüne, bei der Verwitterung rostroth werdende Flecke in der Gesteinsmasse auftreten, welche den Schiefern ein lebhaft an die Knotenschiefer der Granitcontacthöfe erinnerndes Aussehen ertheilen. Man bezeichnet derartig veränderte Schiefer bekanntlich nach dem Vorgange Zincken's, der diese Metamorphose im Harz untersuchte, als Spilosite; die grünen, graugrünen oder rothbraunen Flecken laufen bisweilen randlich zu Bändern zusammen und dann nennt man die Gesteine nicht Fleckschiefer, Spilosite, sondern Bandschiefer, Desmosite. Bei noch grösserer Annäherung an den Diabas geht die schiefrige Structur mehr und mehr verloren, es entstehen im ungefärbten Zustande grau- bis gelblichweisse, ganz dichte, flachmuschlig und scharfkantig brechende, sehr kieselschieferähnliche Gesteine, die man Adinole nennt. Sie unterscheiden sich von den Kieselschiefern durch ihre allerdings nicht sehr leichte Schmelzbarkeit und durch die Ausbildung einer sehr charakteristischen mattweissen, kaolinhaltigen Rinde von sehr geringer Dicke. Durch organische Substanzen oder durch Eisenoxyde sind sie oft durchweg oder streifenartig, auch wolkig und in unregelmässig verlaufenden Flecken schwarzgrau, röthlichbräunlich oder gelblich, auch wohl grau, sehr selten grünlich gefärbt. Am häufigsten trifft man nun entweder nur die Adinolfacies oder nur die Spilositfacies in den Contacthöfen der Diabase, oder doch eine dieser in vorwiegender Entwicklung.

Mit dem Wechsel im äusseren Habitus ist ein durchgreifender Wechsel in der mineralogischen Zusammensetzung verbunden, dessen Einzelheiten verhältnissmässig unabhängig sind von der ursprünglichen Zusammensetzung des Schiefermaterials — ein durchaus charakteristischer Unterschied gegenüber den Granit-Schiefer-Contacthöfen. In diesen bleibt die chemische Zusammensetzung ferner annähernd constant durch alle Glieder des Hofes, wenn man vom Wassergehalt und der organischen Substanz des Schiefers absieht. bei diesen Diabascontactgesteinen besteht ein durch-

greifender Unterschied zwischen der chemischen Zusammensetzung der Adinole und der Spilosite. Die Adinole sind reich an Kieselsäure und Natron, entbehren der zweiwerthigen Metalle dagegen fast vollständig, die Spilosite sind weit ärmer an Kieselsäure, ebenfalls natronreicher als die ursprünglichen Schiefer, dabei aber auch reich an Magnesia und Eisen. Die organische Substanz und der Wassergehalt der Schiefer scheinen sich auch in den Diabascontacthöfen mit der Annäherung an das Eruptivgestein zu vermindern. — Adinole und Spilosite sind uns ihrem Wesen nach besonders durch Lossen's grundlegende Arbeiten bekannt geworden, ich lege der Darstellung daher auch die von ihm beschriebenen Harzgesteine zu Grunde, welche ich zumeist seiner Freundlichkeit verdanke. Die Resultate meiner eigenen Untersuchungen stimmen bis auf unwesentliche Einzelheiten genau mit seinen Angaben.

Betrachtet man einen recht dünnen Schliff einer vollendeten Adinole mit schwacher Vergrösserung, so zeigt er ein meistens überaus feinkörniges, farbloses Aggregat ohne irgend welche Gesetzmässigkeit in der Anordnung, in welchem einzelne grünliche durchsichtige, und gelblichweisse, undurchsichtig trübe, das Licht stark reflectirende und diffundirende Flecken auffallen. Seltener heben sich einzelne grössere einsprenglingsartig hervortretende farblose Krystalle ab; recht häufig dagegen ist das Präparat von gröberkörnigen Trümern durchzogen. In andern Adinolen zeigen sich ausserdem unregelmässig vertheilte, oder auch in parallelen oder sanft gewellten Strängen das Präparat durchziehende Pigmentmassen (kohlige Substanzen oder Eisenoxyde). Beginnt man das Studium bei hinreichender Vergrösserung an den gröberkörnigen Trümern, so wird man in denselben bald zwei Substanzen unterscheiden: ein absolut farbloses, nirgends Spaltrisse oder chemische Veränderungen zeigendes Mineral, dessen mattest polarisirende oder isotrope Durchschnitte das Axenbild einaxiger Körper mit positivem Charakter geben, und ein zweites, durch winzige Interpositionen von Flüssigkeiten, Gasen oder kleinen Kohleflitterchen etwas mehr getrübtes, farbloses, nach einer oder zwei Richtungen spaltendes, hie und da die Zwillingshalbirung oder polysynthetische Lamellirung der triklinen Feldspathe aufweisendes Mineral. Fehlt die Zwillingsbildung — und das ist sehr häufig der Fall — so werden die schwächst polarisirenden Körner und Individuen einen Axenbalken eines zweiaxigen, andere lebhaft polarisirende gelegentlich sehr deutlich die positive Bissectrix eines zweiaxigen Krystalls erkennen lassen. Das

erste Mineral ist Quarz, das zweite Albit, und diese beiden Substanzen bilden in innigem, oft auch für einen geübten Beobachter unentwirrbaren Gemenge die Hauptmasse der Adinolen, gegen welche alle andern Gemengtheile der Quantität nach absolut zurücktreten. — Wendet man sich dann zu den grünen Flecken, so erkennt man darin kleine Häufchen von bald blättrigen und dann den parallelfasrigen Hornblenden der Variolite ähnlichen Aktinolithindividuen von grüner Farbe, oder aber längere Säulchen, die meistens in unordentlichen Gruppen zusammen liegen, sich seltener zu divergirenden Bündeln aggregiren. Auch vereinzelt begegnet man dem Aktinolith in dem Quarz-Albit-Aggregat und dann ist er gar nicht selten vorzüglich scharf krystallisirt und besitzt gelegentlich die gelblichgrüne Farbe mancher alkalireichen Amphibole (Heinrichsburg bei Mägdesprung). Um die grünen Strahlsteinflecke herum findet sich gern in vereinzelten Körnern oder scharfen Krystallen fast farbloser bis gelblichgrüner Epidot, leicht kennbar an seiner Form, an dem höheren Brechungsexponenten und der bedeutend stärkeren Doppelbrechung gegenüber dem Strahlstein. Auch der Epidot ist in einzelnen Krystallen durch die ganze Gesteinsmasse zerstreut; doch scheint derselbe nie in den grobkörnigen Primärtrümern vorzukommen, die doch den Strahlstein recht häufig enthalten. — Die bei schwachen Vergrösserungen endlich graulichweiss bis gelblichweiss und opak aussehenden Flecken sind in guten Präparaten bald als Leukoxen (Titanit-) Aggregate mit oft noch erhaltenem Kern von Ilmenit oder Magnetit zu erkennen, oder sie lösen sich in äusserst stark licht- und doppelbrechende, kurze und gedrungene Rutilsäulchen und herz- oder knieförmige Zwillinge dieses Minerals auf, und auch der Rutil ist in allen Adinolen mehr oder weniger reichlich in einzelnen, bisweilen gar nicht kleinen Krystallen durch das ganze Gestein zerstreut. Zu betonen ist es, dass ich trotz der allgemeinen Verbreitung dieses Minerals dasselbe in den Adinolen niemals in der zarten Form der sogenannten Thonschiefernädelchen antraf. Recht grosse und deutlich pleochroitische gelbrothe Rutilsäulen enthält eine Adinole vom Gitzhügel bei Hasselfelde.

Nicht in allen Adinolen, aber doch recht verbreitet, sind Pseudomorphosen von Limonit nach Pyrit, und dünne, blutroth durchsichtige Eisenglimmertäfelchen in recht vereinzelten Exemplaren. — Anatas wurde in recht stattlichen Kryställchen in den grobkörnigen Quarz-Albit-Trümern einer Adinole im oberen Schiebecksthal bei Harzgerode, vereinzelt im Gestein selbst an der

Leinemühle bei Pansfelde wahrgenommen. Die Unterscheidung dieses Minerals vom Rutil kann bei der, die Formenerkennung sehr hindernden kräftigen Lichtbrechung grosse Schwierigkeiten darbieten und ich möchte glauben, dass öfters das für Rutil gehaltene Titanmineral mancher Adinole in Wirklichkeit Anatas ist (Allrode).

Von der Schieferflaser pflegt in den Adinolen nicht viel erhalten zu sein; aus ihr stammen offenbar die Striemen organischer kohliger Pigmente her, deren mehr geradliniger oder zierlich welliger, bald paralleler, bald sich flasrig kreuzender Verlauf offenbar durch die ursprünglich vorhandene Schieferflaser bedingt ist. Wo noch geringe Reste derselben vorhanden sind, da pflegen sich an und in derselben die Strahlsteinnadeln und Blättchen besonders anzuhäufen (Dornkopf zwischen Hasselfelde und Rübeland). Ziemlich reichlich trifft man sie in dieser Form noch erhalten in einer Adinole aus dem Feuersteingrund bei Mägdesprung: sie bildet hier ein Netzwerk, dessen Maschen von Albit und Quarz in solcher Anordnung erfüllt sind, dass nach dem Centrum der Maschen hin das Korn entweder auffallend ab- oder zunimmt und oft ein von dem Netzwerk her in derselben Richtung fortschreitendes Wachsthum der Albitquarzmassen erkannt werden kann.

Es ist anzunehmen, dass manches, was aus dem Diabas-Contact als Kieselschiefer oder kieselschieferähnliche Massen von verschiedenen Autoren erwähnt wird, in Wirklichkeit zur Adinole gehöre.

Die Spilosite und ihre als Desmosite bezeichneten Verwandten besitzen als wesentlichsten Unterschied gegenüber den Adinolen stets in mehr oder weniger vollkommener Erhaltung die Schieferstructur der Muttergesteine. Daher ist natürlich auch das Bild unter dem Mikroskop ein anderes, je nachdem man den Schnitt parallel oder senkrecht zur Schieferfläche gelegt hat. Innerhalb der Spilosite ist die Mannichfaltigkeit eine sehr grosse zufolge der höheren oder niederen Stellung, welche ein specielles Vorkommen in der Reihe vom unveränderten Schiefer zu der Adinole einnimmt. Es giebt jedoch gewisse Charaktere, die alle Spilosite vom unveränderten Schiefer unterscheidet: dahin gehört es, dass alle Spilosite höher und gröber krystallin sind, als die Schiefer, aus denen sie hervorgingen, dass in den Spilositen allenthalben die Menge des organischen Pigmentes geringer ist, als in jenen, ja dass dieses recht bald bis auf winzige Reste zu verschwinden pflegt, dass endlich, von ganz vereinzelten Ausnahmen abgesehen, die Thonschiefernädelchen-Form des Rutils in dem Schiefer den Spilo-

siten fehlt, dass in ihnen vielmehr der Rutil in dickeren und grösseren Krystallen oder in Häufchen und Knäuelchen solcher auftritt. Auch wo einmal die Thonschiefernädelchen-Form erhalten bleibt (Herstein im Birkenfeldischen u. a. O., im Saar-Nahe-Gebiet), haben dennoch die Dimensionen zugenommen. Es hat also allenthalben in den Gesteinen eine durchgreifende Krystallisation stattgefunden. — Die Mineralien, aus denen alle Spilosite, die mir bekannt geworden sind, sich wesentlich aufbauen, sind heller Glimmer (Muscovit, Sericit), Chlorit, Quarz, Albit und Rutil. Von spärlicherer Verbreitung sind Asbest oder Aktinolithnädelchen, Titanit und Ilmenit, Carbonate, Turmalin (wohl aus dem ursprünglichen Schiefer übernommen), Pyrit; als Zersetzungsproduct ist Limonit überaus häufig. Dieser mineralogische Bestand ist also nahezu der gleiche, wie bei den Adinolen. Aber die Menge des Quarzes ist in den Adinolen weit höher, als in den Spilositen; der Chlorit ist stets in bedeutender Menge in den Spilositen vorhanden; der ihm äquivalente Aktinolith der Adinole ist immer nur sehr spärlich eingestreut, kann sogar absolut fehlen, ohne dass dadurch der Charakter des Gesteins wesentlich geändert würde.

Betrachtet man nun einen Dünnschliff eines hochentwickelten Spilosits bei schwacher Vergrösserung, so sieht man sehr zahlreiche grüne rundliche Flecke auf weissem Grunde, in welchem auch trübe, stark lichtzerstreuende graue oder gelbliche Flecke mehr vereinzelt liegen. Bei stärkerer Vergrösserung erkennt man das Mineral der grünen, bald kreisrunden, bald elliptischen oder mehr unregelmässigen Flecke als schön schuppigen Chlorit; derselbe ist allenthalben mehr oder weniger untermengt mit farblosen Mineralien von körniger Beschaffenheit, Quarz und Albit. Die letzteren sind bald regellos zwischen die Chloritschüppchen eingestreut, bald häufen sie sich stark in deren Centren, so dass der Chlorit um sie einen grünen Kranz bildet. Dann sind also in Wirklichkeit die den Spilositcharakter bedingenden Mineralconcretionen nicht Chloritkugeln, sondern Quarz-Albit-Kugeln mit Chloritschalen. Rutil ist in der Regel nicht in diesen Flecken vorhanden; derselbe bildet, ebenso wie bei der Adinole, die stark lichtzerstreuenden, trüben Flecken bei schwacher Vergrösserung. — Die farblose Grundmasse besteht wesentlich aus Albitkörnern, nebst Quarzkörnern und gewöhnlich stark überwiegend aus farblosem Glimmer. Es fällt sofort auf, dass Albit und Quarz in der Grundmasse grössere Dimensionen haben, als in den Chlorithäufchen; dasselbe Verhältniss beobachtet

man noch evidenter bei dem farblosen Glimmer, wenn dieser sich auch in den Flecken, nicht nur in der Grundmasse findet. Bei hochentwickelten Spilositen liegt der Glimmer nicht genau in der Schieferungsebene, sondern bildet sehr zierliche divergentstrahlige oder rosettenförmige Aggregate, die zwischen gekreuzten Nicols überaus deutlich hervortreten (Klobe, Hang nach dem Dreckthal. Section Derenburg, und zwischen Rossleich und Wildstein bei Treseburg, Harz). Bei minder entwickelten Spilositen findet man den Glimmer oft stark gestreckt parallel der Schieferfläche, und zwar am stärksten um die Chlorithäufchen. Man sieht dann zwischen gekreuzten Nicols jedes Chlorithäufchen nach zwei diametral gegenüberliegenden Richtungen von parabolischen Glimmerhöfen umgeben. Bei noch geringerer Entwicklung fehlt auch diese Streckung und der Glimmer ordnet sich als kreisförmiger Hof um die Chlorithäufchen, bis endlich auch dieser undeutlich wird und das Gestein das Aussehen eines normalen Schiefers mit grünen Flecken annimmt. In derselben Reihenfolge vermindert sich auch die Korngrösse der Gemengtheile der Grundmasse und diejenige des Chlorits in den Flecken. Zuletzt werden die Grenzen der Flecken verwaschen. der Gegensatz von Grundmasse und Flecken verliert sich; Chlorit ist allgemein, wie in den Schiefern, vorhanden, Rutil tritt in der Form der Thonschiefernadeln auf und man ist im normalen Gestein angekommen.

Auch in den Spilositen und Desmositen (letztere entstehen durch randliches Verfliessen der Chlorithäufchen zu mehr oder weniger continuirlichen Bändern) sind Trümer von Quarz-Albit-Aggregaten eine gemeine Erscheinung; ja, dieselben treten noch in dem anscheinend unveränderten Schiefer auf und gehören mit der Umformung des Rutils aus der Thonschiefernädelchenform zu grösseren Säulen und Körnern zu den am weitesten vom Diabas weg zu verfolgenden Contactphänomenen.

Die atmosphärische Verwitterung zersetzt den Chlorit zu Carbonaten, Limonit und Quarz; in verwitterten Spilositen erhält man daher statt der grünen Flecken auf weissem Grunde rostrothe. — Die geschilderten Erscheinungen wurden vorwiegend an Harzer Spilositen verschiedener Fundorte studirt; ich erwähne ausser den genannten noch die Heinrichsburg bei Mägdesprung, das Lupbodethal, Rammelberg bei Wippra, Degnershausen, Allerode und Forstort Ruhehoy, nördlich von Reichenberg bei Elbingerode. Der Spilosit von Degnershausen enthält die schönsten Quarz-Albit-

Schnürchen mit grossen Chlorittafeln. Die Albitkrystalle sitzen in herrlichen strahligen Gruppen auf den Trumwänden auf.

Ganz analog sind in allen wesentlichen Punkten die Spilositbildungen an den Diabasen des linksrheinischen Devon der Saar- und Moselgegenden, in denen VAN WERVEKE zuerst die von SCHENCK im Diabascontact des oberen Ruhrthales beobachteten opaken Flecke chemisch als Titansäure erkannte. Ich muss auch hier bemerken, dass nicht unwahrscheinlich manches bei den Spilositen als Rutil Angesprochene zum Anatas gehören mag. In den Contactzonen des linksrheinischen Diabas erreicht indessen nach den mir bekannt gewordenen Vorkommnissen und nach den mir von VAN WERVEKE freundlich zu Gebote gestellten handschriftlichen Mittheilungen die Spilositbildung niemals den hohen Grad der Entwicklung, wie am Harz, z. B. im Dreckthal, an der Rammelburg u. a. O. — Meine Beobachtungen an den z. Th. von VAN WERVEKE (L. J. 1884. II. 225) kurz erwähnten Gesteinen stimmen ganz mit den Angaben desselben überein bis auf den von VAN WERVEKE z. Th. wohl vielfach zu gering veranschlagten Albitgehalt der Spilosite. Zu diesen linksrheinischen Spilositen gehört auch das altbekannte und in den Sammlungen viel verbreitete Vorkommen von Herrstein bei Oberstein a. d. Nahe, in welchem der Rutil die Thonschiefernädelchenform bewahrt hat. — Doch findet sich in diesem Gebirge eine sonst noch nicht beschriebene Abart der Spilosite im Hangenden und Liegenden der Diabase zwischen Crutweiler und Staadt und zwischen Thaben und Staadt an der Saar, in deren Beschreibung ich der handschriftlichen Darstellung VAN WERVEKE's wesentlich folge.

Makroskopisch ist diese Gruppe durch helle Flecke in einer dunkleren Schiefermasse charakterisirt, welche ihrerseits durch zahlreiche Glimmerconcretionen gekennzeichnet ist, die sich von der durch Chlorit gefärbten Hauptmasse gut abheben. Die Flecken bestehen im erstgenannten Gestein vorwiegend aus Quarz (wohl mit Albit) mit zwischengeklemmtem Chlorit und einer opaken Substanz in geringer Menge, während die Grundmasse aus Chlorit, hellem Glimmer in rundlichen Concretionen und einzelnen Blättchen, Quarz und reichlichen Mengen des opaken Gemengtheils aufgebaut ist. Letzteres stellt wohl Pseudomorphosen nach Ilmenit dar. Da der Rutilgehalt des unveränderten Schiefers nahezu vollständig verschwunden ist, so darf man wohl nach VAN WERVEKE's Ansicht annehmen, dass derselbe zu der Bildung von Ilmenit verwendet wurde, aus welchem dann die opaken Gemengtheile des Schiefers und

seiner Flecken durch Zersetzung hervorgingen. — Im Hangenden und Liegenden des Diabas zwischen Thaben und Staadt enthalten die Flecken mehr hellen Glimmer als Chlorit, beide gewissermaassen eingebettet in ein körniges Aggregat von sicher bestimmbarem Albit und Quarz, in welchem sich auch in geringer Menge kurze gedrungene Rutile und die eben erwähnten opaken Substanzen finden. Die Schiefermasse ihrerseits besteht aus rundlichen bis ovalen Concretionen von hellen Glimmerblättchen in meistens regelloser Anordnung, in deren Mitte oft ein oder mehrere Körner des opaken Erzes liegen und welche verbunden werden durch grüne Aggregate von Chloritschuppen, in denen Apatitsäulchen und -Säulenglieder, Rutil und Körner des opaken Erzes eingebettet sind. Um das Letztere ordnet sich der Chlorit fast stets radial. Quarz und Albit erscheinen in der Grundmasse nur in vereinzelten Körnern, deren Dimensionen mit Annäherung an den Diabas wachsen. In dem am Diabas zunächst liegenden Fleckschiefer bildet der Albit grosse polysynthetisch verzwillingte Individuen.

Chelius fand Adinolbildungen an den Diabasen des nördlichen Odenwaldes, welche letztere von Norden nach Süden, d. h. mit Annäherung an den Diorit, mehr und mehr amphibolitischen Charakter annehmen. Diabase und Amphibolite, sowie die daran geknüpften Adinole gehören nicht zum eigentlichen Gneissgrundgebirge, sondern zum metamorphen rheinischen Schiefergebirge.

Barrois fand an den Diabasgängen des Plateau Menez Hom bei Brest symmetrische und nur wenige Centimeter breite, an den Diabasergüssen deutlichere und 3—5 m im Durchmesser haltende (Cap de la Chèvre) Desmosit- und Spilositbildungen, bald im Liegenden, bald im Hangenden, bald beiderseits. Die Schiefer enthalten in mehreren Lagen kiesige Quarzknauer, in denen sich die Petrefacten finden. Im normalen Schiefer bestehen sie aus kleinen, eckigen, dichtgedrängten Quarzkörnchen mit Pyrit und Limonit; im metamorphosirten Zustande zeigen sie eine 3—4 mm dicke Schale aus sehr kleinen Körnchen von Quarz und Feldspath, aus Pyritstaub mit etwas Titanit und Limonit und einen Kern aus grobkörnigen Quarz-Albit-Aggregaten mit Pyritkrystallen und Limonitpseudomorphosen. Die Analyse ergab eine Zusammensetzung aus etwa 10 % Quarz, 72 % Albit, 12 % Pyrit und 1 % Calcit (Sa. 95 %). — Kalkstein ist im Contact mit Diabas an dieser Localität (Menez Hom) marmorisirt.

Beck beobachtete Spilositbildung an den Schiefern der Section Adorf (Voigtland) an der Grenze gegen die randlich verdichteten

Diabase. Am unmittelbaren Contact ist der Schiefer hornfelsartig (?Adinol), compact, ohne Schieferung, grünlichgrau bis graulichweiss, am Stahl funkend. Die Rutilnadeln sind verschwunden, Calcit und Plagioklas sind angereichert. (Aber das erklärt nicht die Härte.)

Maynard Hutchings beschreibt Spilosite und Desmosite im Contact des Whin Sill von Falcon Clints, welche neben Feldspath (vorzugsweise Albit) und Quarz auch Anthophyllit und Andalusit führen und daneben in beträchtlicher Menge eine amorphe, sehr wasserreiche Basis.

Die zweite Gruppe von Contactgebilden am Diabas und verwandten Gesteinen ist dadurch charakterisirt, dass die Vertheilung der verschiedenen Gemengtheile eine gleichmässige, nicht mehr verschiedenartig concretionär gehäufte und gesonderte ist. Diese Art der Ausbildung kommt am Harz, in der Saar-Mosel-Gegend und nach neueren Forschungen auch sonst vielfach vor. Dann entstehen Diabas-Schiefer-Contactgebilde, die man wohl als Hornschiefer zusammenfassen kann. Sie gehen einerseits durch Structuränderungen in die Spilosite, andererseits durch Abnahme der Fissilität in hornfelsähnliche Gebilde über.

Solche Hornschiefer beschreibt Schenck recht ausführlich aus dem Diabascontact vom Bochtenbeck bei Niedersfeld, vom Kuhlenberg und Silberberg bei Silbach und von Hillkopf im oberen Ruhrthal. Die Zusammensetzung der Hornschiefer ist am erstgenannten Orte durchaus diejenige der gut entwickelten Spilosite; Schenck beobachtete ganz richtig das Verschwinden der Thonschiefernädelchen und des organischen Pigmentes, nur erkannte er die neue Form nicht, in welcher der Rutil ausgebildet ist. Auch die eigenthümlich strahlig divergente Anordnung des hellen Glimmers entging ihm nicht. Mit weiterer Annäherung an den Diabas geht dieser Hornschiefer in ein Gestein über, welches Schenck „grünen Hornfels“ nennt und das nach seiner Beschreibung genau einem normalen, nicht mehr ganz frischen, feinkörnigen Spilosit entspricht, welcher nur recht unvollkommene Schieferung besitzt und dessen Rutilgehalt in aussergewöhnlicher Weise in den Chlorithäufchen concentrirt wurde. Schenck's unmittelbar am Diabas liegender „blauer Hornfels“ ist dann ein grobkörnigerer, in Desmosit übergehender, hornfelsähnlicher Spilosit, in welchem der Rutil mehr gleichmässig durch das Gestein zerstreut ist. Die blaue Farbe desselben ist durch fein vertheilte Erzkörnchen bedingt, welche für

Ilmenit gehalten werden. An den übrigen Localitäten kehren dieselben Contactgebilde wieder, nur fehlen die höchstgradig veränderten, die „blauen Hornfelse“. Bei Hillkopf wurde ein „weisser Hornfels“ beobachtet, welcher nach Analyse und Beschreibung einer Adinole entspricht, deren Albit in Kaolin umgewandelt ist.

Ziemlich abweichend von den normalen Verhältnissen scheinen die Hornschiefer am Wollenberg bei Wetter und im Kellerwald nach den Schilderungen Bücking's und Chelius' entwickelt zu sein.

Auch Michel-Lévy schildert die Contactproducte, welche im Mâconnais die Diabase in den sie beherbergenden cambrischen Schiefern und Quarziten hervorgebracht haben. Er unterscheidet zwei Gruppen: 1. die schistes amphiboliques, 2. die cornes vertes. In den ersteren (von Jullié und Veaux), welche stets grün gefärbt sind, besteht die Hauptmasse des Gesteins aus einer amorphen thonigen Substanz, in welcher Quarzkörner eingesprengt sind und welche annähernd parallel zur Schichtung von einem wirren Gewebe sehr kleiner und einzelner grösserer Amphibolnadeln durchspickt ist, denen Magnetitkörner und kleine Pyritnester beigemengt sind. — Die cornes vertes sind vollkommen dicht, oft grau und grün gebändert und haben splittrigen Bruch. Die grünen Bänder haben die Zusammensetzung der schistes amphiboliques, aber weit feineres Korn; die grauen oder auch wohl gelblichen Bänder enthalten statt des Amphibols einen Pyroxen oder Epidot, denen sich Titanit zugesellt. Auf Trümchen im Gestein erscheinen Oligoklas und wahrscheinlich Wollastonit, auf grösseren Adern (zwischen Cressy-sur-Somme und Luzy) Granat, Epidot und Pyrit. — Diese Dinge erinnern an die Grünschiefer von Hainichen und deuten mehr auf Diabastuffe als ursprüngliches Substrat, denn auf Quarzite und Thonschiefer.

Herrn Prof. Bücking verdanke ich einen Hornschiefer vom Contact des „Hypersthenfels“ (Diabas) mit Unterem Rothliegenden zwischen Schnellbach und Nesselhof in Thüringen. Derselbe besteht aus Quarz und ungestreiftem Feldspath (letzterer in recht zierlichen Krystallen) nebst Chlorit und nicht spärlichen Blättern von braunem Biotit, sowie etwas Eisenglimmer in blutrothen Täfelchen. Der Biotit ist sonst der charakteristische Gemengtheil der Tiefengesteinscontacthöfe. — Auch Lossen (Z. D. G. G. 1887. XXXIX. 508) beschreibt einen Hornschiefer der Lebacher Schichten im Contact mit dem Tholeiit vom Schaumberge bei Tholey, der schwärzlich grau und weisslich grau gebändert ist. Die hellen Lager ent-

halten viel Orthoklas und Chlorit, der vielleicht aus Biotit hervorging. Er meint, dass die normalen Contactgebilde der Diabase sehr ähnlich denjenigen der Granite seien, indem er an das Vorkommen von Chiastolith in solchen von der Voigtsstiege bei Wernigerode, am Lietheberg bei Pansfelde am Harz u. a. O. erinnert, und dass die Spilosit-Adinolbildungen an stark gefaltetes Gebirge gebunden seien. Aber warum treten dann nicht Spilosite und Adinole im Granitcontact stark gefalteter Gebirge auf?

Grebm fand die Cypridinenschiefer der Umgebung von Weilburg am Diabas nach Art der Granitcontactbildungen z. Th. unter Entwicklung von Andalusit verändert und betont dabei das Auftreten einer isotropen Grundmasse. Die Kalklinsen des Schiefers sind in Kalksilikathornfels mit zierlichen Granatrhomboëdern und einem für Pyroxen gehaltenen Mineral verändert. Chemisch sind hier die Schiefer mit Fe und Na angereichert. Er kommt zu der Ansicht, „dass die Contactgesteine erst nach dem Entstehen der Schieferung und nach Aufrichtung der Schichten entstanden seien. Dann kann aber auch der Diabas erst nach Aufrichtung der Schichten seinen verändernden Einschluss auf die Nebengesteine dadurch geltend gemacht haben, dass er aus ihnen durch Fe- und Na-Zufuhr und durch Umkrystallisiren Contactgesteine bildete, die den vom Granit bekannten ähneln, während er sich selbst umwandelte in ein viridit- und leukoxenhaltiges Gestein".

Harker beobachtete die Bildung von Granat und Analcim in carbonischen Mergelschiefern an einem Olivindiabasgang bei Plas Newydd auf Anglesey; selbst die in körnigen Kalk umgewandelten *Productus*-Schalen enthalten Analcim und sind damit überkleidet. — Stecher fand in den carbonischen Sandsteinen der Salisbury Crags bei Edinburgh im Diabascontact Augitbildung und in den kohligen Schiefern ein Verschwinden des kohligen Pigments.

Beaugey wies in dichten grauen Kalken am Contact mit gabbroidem Diabas bei Bedous (Basses-Pyrénées) eine Dolomitisirung und eine Anreicherung mit Roc-tourné-Zwillingen von Albit nach. — Ebenso fand er Albit und Dipyr in den grauen Kalken am Ophitcontact in dem Bahneinschnitt zwischen Bayonne und Ossès vor dem Tunnel von Villefranque (Bull. Soc. min. Fr. 1890. XIII. 59).

Lacroix beschrieb die Contactwirkungen der Ophite des Nordabhangs der Pyrenäen auf Kalkstein, Mergel und Sandstein. In den Kalken hat sich Dipyr, Albit, Quarz, Biotit, Leuchtenbergit,

Klinochlor, Aktinolith, Tremolit, Turmalin, Apatit, Rutil, Titanit. Pyrit, Magnetit und Haematit gebildet. Die mergligen Kalke werden zu Hornfelsen umgewandelt, die in einer Grundmasse aus Biotit kleine Einsprenglinge von Quarz, Rutil und Turmalin und grosse von Dipyr, Aktinolith und seltener Albit enthalten. Auch in den Gypsen und Anhydriten, welche die mergligen Kalke begleiten, treten diese Mineralien auf, so dass Lacroix die Gypsbildung für einen späteren Act als die Metamorphose der Kalke hält. — Die Sandsteine (Lez, Cierp) sind zu Quarzit geworden mit accessorischem Tremolit, Aktinolith, Dipyr und Titanit. — Curie und Flamand geben dieselben Neubildungen aus Gypsen und Kalksteinen an, welche die Ophite in Algier begleiten.

Eck beschreibt eingehend die früher von Kloos untersuchten metamorphen Schiefer der devonischen Übergangsformation im Eberbachthal und in der Schindelklamm am Ebersteinberg bei Baden im Contact mit dem unteren und oberen Diabaslager als turmalinführende Sericitschiefer, gebänderten Hornschiefer, Biotithornschiefer, epidotführende Biotithornschiefer mit gelegentlichem Granatgehalt, Strahlstein und trikliner Feldspath, brauner und grüner Biotit, Muscovit, Quarz, Turmalin und Erze sind die mannichfach vergesellschafteten Gemengtheile. Eck betrachtet diese Gesteine, unter denen Fleckschiefer mit dunklen und hellen Flecken auftreten, als „im Contact mit mittelkörnigem, diabasartigem Gestein veränderte, kalkfreie oder kalkführende Schiefer". — Der Biotitgehalt ist auf die unmittelbare Nähe des Eruptivgesteins beschränkt, muscovithaltige Contactgesteine treten erst in grösserer Entfernung auf. Als Verschiedenheiten in den Vorkommnissen des Eberbachthales und der Schindelklamm giebt Eck an: 1) Die unteren Biotithornschiefer des Eberbachthales enthalten neben Biotit keinen Chlorit, die entsprechenden Gesteine der Schindelklamm enthalten Biotit und Chlorit; — 2) in den Schiefern unter dem oberen Diabas des Eberbachthales fehlt Chlorit neben Biotit und Muscovit, in der Schindelklamm begleitet er sie; — 3) die oberen Biotithornschiefer des Eberbachthales sind nicht schiefrig, die der Schindelklamm sind es; — 4) die oberen epidotführenden Biotithornschiefer des Eberbachthales haben keinen Muscovit, die der Schindelklamm haben ihn; — 5) die obersten Schichten des Eberbachthales führen Biotit, Muscovit und Chlorit, die der Schindelklamm nur Chlorit. Die Verschiedenheit der Contactgesteine im Eberbachthale und der Schindelklamm ist Eck geneigt, einer späteren Beeinflussung durch den Badener Granitit zuzuschreiben.

Die sericitischen Schiefer, die Uralitisirung des Diabas, die Umwandlung des untersten Lagers in aktinolithischen Flaserdiabas und die körnige Beschaffenheit der Kalksteinlager möchte er auf eine Dynamometamorphose beziehen.

Der intrusive Olivindiabas in den Sandsteinschiefern der Karoo-Formation hat diese nach Cohen (zumal an dem Tafelberg Vollkranz im Oranje-Freistaat) zu geflammten und lyditartigen „Hornfelsen“ umgewandelt, für welche die Neubildung von Biotit und die concretionäre Anhäufung der Neubildungen charakteristisch ist. Der ganze Vorgang hat manche Analogie nach Cohen mit den Granitcontacthöfen, keine mit der Adinol-Desmositbildung an den Diabasen. Eine chemische Beeinflussung der Sandschiefer hat nicht stattgefunden; die Verwitterungsrinde der lyditähnlichen „Hornfelse“ ist rostbraun, nicht weiss, wie bei den Adinolen.

Andreae und Osann untersuchten die Contactzone der Schiefer im Liegenden des Diabas bei Weehawken in New Jersey. Die unveränderten Schiefer bestehen aus einem feinklastischen Gemenge von Feldspath und Quarz mit Chlorit und Glimmer und sind schwarz durch ein leicht verbrennbares kohliges Pigment. Turmalin und Thonschiefer-Nädelchen fehlen vollständig. Die Contactproducte sind: 1) Normale Hornfelse, durchaus mit dem Charakter der Tiefengesteins-Hornfelse, 2) dieselben mit reichlichem Turmalin, 3) wahrscheinlich aus Arkosen hervorgegangene Contactgesteine mit fasriger grüner Hornblende und 4) Kalksilikathornfelse. Die Hornfelse sind dichte braune bis dunkelgraue Gesteine mit reichlichem Biotit und 2) mit zahlreichen, parallel, quer und senkrecht zur Schichtung liegenden Einsprenglingen von 3 mm langen und 1 mm dicken Turmalinprismen, die stets einen hellen, biotitfreien Hof haben. Der Turmalin hat gern lappige und zerrissene Formen, wie der Andalusit in Granitschiefercontacthöfen; er ist grau bis rostbraun durchsichtig, zonar gebaut. Die Hauptmasse der Hornfelse ist Feldspath und zwar viel Plagioklas neben ungestreiftem Feldspath. Quarz fehlt ganz. — 3) sieht buchitähnlich aus; Quarz und Feldspath (darunter viel Plagioklas) bilden die Hauptmasse und greifen in der für Hornfelse charakteristischen Weise zackig ineinander ein. Zu ihnen gesellen sich grüne, fasrige Hornblende und vereinzelte Zirkonkörner. — Die Kalksilikathornfelse bestehen aus farblosem Pyroxen, Tremolit, Granat, Vesuvian, Epidot, Biotit, etwas Feldspath und Titanit nebst späthigem Kalk. Ein lagenartiger Farbenwechsel ist bedingt durch lagenweises Herrschen

von Diopsid in den hellen, Aktinolith und Biotit in den dunkleren Lagen.

Gürich beobachtete, dass die Thonschiefer Niederschlesiens im Contact mit Diabas ihre Schieferung verlieren und massigen Habitus annehmen, gleichzeitig entwickeln sich in ihnen Rostflecke, welche von verwitterten Dolomitrhomboëdern herrühren.

Verbeek beschreibt die Umwandlung von Culmschiefer in „Kieselschiefer" am Contact des Diabas an der Westküste von Sumatra und diejenige von Culmkalk in Granat-Vesuvian- und Granat-Malakolith-Gesteine (Goenoeng Bessie und Siboemboen-Gebirge).

Bäckström lieferte eine eingehende Studie über die Veränderungen, welche granitische Einschlüsse in einem Diabas von Alsarp, Kirchspiel Vena, Bezirk Kalmar, und einige Diabase der Gegend von Christiania erlitten haben. Die Vorgänge sind sehr genau dieselben, wie sie oben S. 1035 vom Basalt geschildert wurden. Bei intensivster Einwirkung werden die farbigen Gemengtheile der Einschlüsse vollständig aufgelöst und resorbirt, bei weniger intensiver liegen ihre Umwandlungs- und Schmelzproducte noch mehr oder weniger an Ort und Stelle. Die Feldspathe werden randlich geschmolzen und erscheinen „gekörnelt", d. h. das Magma ist auf zahlreichen Spalten in das Innere eingedrungen und hat hier lösend gewirkt, z. Th. unter Wiederausscheidung eines von dem Wirthe verschiedenen Feldspaths in paralleler Orientirung. — Oft haben sich im Innern eines solchen Feldspaths kleinere und grössere „Lösungsräume" gebildet, in denen dann ebenfalls ein chemisch verschiedener Feldspath parallel zum Wirth orientirt (Oligoklas in Mikroklin bei Alsarp) in Nadeln nach der Kante P : M nebst Magnetit, Ilmenit, Pyrit, Pyroxen in langen Prismen und Quarz zur Krystallisation gelangten. Die Feldspathneubildungen haben sich auch an die äusseren Ränder des Feldspaths angesetzt und bilden ferner selbständige Sphärolithe. Secundär sind dann noch verbleibende Resträume mit Calcit und Chlorit ausgefüllt. — Der Quarz der Einschlüsse ist stark corrodirt, enthält aber nicht die Glaseinschlüsse, die sonst so oft aus Basalt angegeben werden. Auch um den Quarz kommen Anwachshöfe vor, Tridymitbildung wurde nirgends beobachtet. — Ebenso zeigte der Granat aus einem Pyroxengneisseinschluss randliche Corrosion unter Neuausscheidung eines Magnetithofes. — Um einen Quarzeinschluss im Diabas von

Stabäk bei Christiania fand sich ein Hof von Chlorit und Magnetit, der wohl von ursprünglichem Augitkranz herrührt. — Der normale Diabas von Alsarp hat eine holokrystalline Intersertalstructur; gegen die Einschlüsse hin wird diese deutlich porphyrisch und Augit und Feldspath entwickeln sich idiomorph. Gegen die Quarzeinschlüsse hin entsteht noch eine innere Grenzzone, in welcher der Feldspath des Diabas in langen Nadeln ausgebildet ist, die sich sphärolithisch aggregiren und oft direct an Quarz ansetzen, vielleicht dann auch mit Quarz durchtränkt sind. Ihr optischer Charakter bleibt durchweg negativ. — Auffallend ist in dieser sorgfältigen Untersuchung, dass der Spinell nicht erscheint, der in den granitischen Einschlüssen des Basaltes so regelmässig und reichlich vorkommt.

Ähnliche Beobachtungen theilen Cohen und Deecke über Feldspatheinschlüsse in Bornholmer Diabasen mit, und Klemm von der Section Neustadt-Hohwald in Sachsen. Zumal Klemm's Beschreibungen der Feldspatheinschlüsse stimmen genau mit den Angaben Bäckström's (Niederneukircher Bahneinschnitt) und er fand auch die Augitkränze um Quarzfremdlinge mit nur wenig Biotit und opakem Erz, selten Feldspath, gemischt.

Hussak beschreibt olivinfreie Melaphyre von Paranapanema in S. Paulo, welche im Contact mit ? carbonischem Sandstein durch starke Aufnahme von Bruchstücken desselben ein endomorphes Contactproduct liefern, welches aus einem Glase mit grossen Mengen von Cordierit besteht. Das Glas enthält Wachsthumsformen von Augit und Erzen, aber keinen Feldspath. Er vergleicht seine Beobachtungen mit dem Lavantbasalt (S. 1031) und Cohen's Beschreibungen in der Karooformation.

Die Tuffe der Diabasgesteine.

Wenn man unter Tuffen Gesteine zusammenfasst, welche aus klastischem, fragmentarem Eruptivmaterial, das als solches zu Tage gefördert wurde, ganz oder doch zu einem beträchtlichen Theile zusammengesetzt sind, so können mit intrusivem Diabas keine Tuffe verbunden sein. Thatsächlich sind denn auch die sog. körnigen Diabase verhältnissmässig selten von zweifellosen Tuffbildungen begleitet, während diese mit den effusiven „dichten Diabasen", Kalkdiabasen, Diabasmandelsteinen u. s. w. sehr oft in innigem Verbande stehen.

Man hat sich gewöhnt, in den Schalsteinen durchweg Tuffe der Diabase zu sehen; ohne dieses irgendwie schlechthin bestreiten zu wollen, scheint es mir doch, dass mit dem Namen Schalstein sehr heterogene Dinge bezeichnet werden*. Da es schwer ist, aus der über den Schalstein vorliegenden Literatur ein deutliches und der Natur der Sache nach unmöglich, ein sicher deutbares Bild von dem jeweils beschriebenen Vorkommen zu gewinnen, und die eigenen Erfahrungen nach Ausdehnung und Vertiefung noch zu fragmentar sind, so muss ich mich auf die kurze Angabe beschränken, dass unter den Schalsteinen sicher in nicht geringer Menge druckschiefrige und dynamometamorphe körnige Diabase, ebenso sicher und in nicht unbedeutender Verbreitung auch effusive Massen von der Zusammensetzung der Diabasgesteine in mehr oder weniger verändertem Zustande, ferner secundäre Tuffe (das in ihnen enthaltene Diabasmaterial ist durch mechanische Zertrümmerung von festen Diabasen entstanden) und echte Agglomerate (irgendwie verfestigtes und cämentirtes lockeres Auswurfsmaterial) mit wechselnder Beimengung von genuinem Sedimentmaterial (Quarzsand, Thon, Calcit etc.) vorkommen.

Die eingehendste Schilderung eines ausgedehnten Schalsteingebietes hat Gümbel in seiner Geognostischen Beschreibung des Fichtelgebirges, S. 222 sqq., geliefert. Bei aufmerksamem Studium seiner prägnanten Schilderungen wird man in denselben, auch ohne dass sie direct genannt werden, einzelne der erwähnten Typen wohl erkennen. — Auch A. Geikie liefert einige sehr deutliche Beschreibungen von Diabastuffen in seinem Aufsatz über die vermeintlich vorcambrischen Gesteine von St. Davids und kurze Notizen finden sich mehrfach in der zu Häupten dieses Abschnitts angegebenen Literatur.

---

* Liebe und Zimmermann zeigten, dass manche „Schalsteine" auf Blatt Greiz geschieferte Diabase seien. Die Schalsteine haben den gleichen Mineralbestand, wie die Diabase, aber derselbe ist in ebenen oder flasrig gewundenen Flächen geordnet. — Manche echte Schalsteine dieses Gebiets enthalten reichlich Körner und dünne Linsen von Calcit oder Ankerit; tritt dann Thonschiefermaterial hinzu, so entstehen förmliche Ankeritthonschiefer. Der Ankerit wittert oft aus und hinterlässt rostig gelben oder braunen Mulm. — Andere Schalsteine sind grün gefleckt durch Chlorit- und Hornblende-Anhäufungen, die mit einiger Wahrscheinlichkeit aus alten Augiteinsprenglingen abgeleitet werden. — In andern Schalsteinen sind die Flecken talkartig, weich und fettig, weissgrau bis ölgrün; dann pflegt die Grundmasse aus Schiefer- und Diabasmaterial gemengt zu sein.

Wo die Diabastuffe, beziehungsweise Schalsteine im Schiefergebirge auftreten, sind sie natürlich denselben metamorphosirenden Processen ausgesetzt gewesen, wie die Diabase und haben, da sie stofflich mit diesen identisch sind, die gleichen Producte geliefert. Solche Vorgänge sind dem Auge Gümbel's nicht entgangen; er hebt hervor, dass den Schalsteinen oft ein eigenthümliches, an die Fluidalstructur der Effusivmassen erinnerndes Gewebe eigne, welches er als Migrationsstructur bezeichnet. Dieselbe zeigt sich darin, dass nach seinem Ausdruck „innerhalb gewisser Partien die kleinen Krystallnädelchen oder Körnchen nach einer bestimmten Richtung harmonisch geordnet um verschiedene Substanzen schalig, zonal oder streifig nach Art der Bildungen des Festungsachates gruppirt sind. Es ist dies Folge der Umbildung alter und der Ausbildung neuer Gemengtheile, gleichsam einer Wanderung der Stoffe." Die alten Gemengtheile sind auch in den Schalsteinen Augit, Plagioklas und Ilmenit oder Magnetit, die neugebildeten auch hier Aktinolith, Grammatit, Chlorit und Verwandte, Epidot, Quarz, Calcit und andere Carbonate, Eisenoxyde, Titanit oder gelegentlich Anatas. Niemals ist hier in echten Schalsteinen oder mit wirklichen Diabasen verknüpften Diabastuffen bisher eine Spur von glasigen Substanzen, wie sie in den Tuffen der entsprechenden jüngeren Effusivgesteine so häufig sind, gefunden worden.

Wie durchgreifend die Veränderungen solcher Schalsteine sein können, erweist der Umstand, dass Gümbel gewiss mit Recht zu ihnen auch Gesteine stellte, die er talkige Schalsteinschiefer, Chloropitschiefer und Thüringitschiefer nennt.

Gürich unterscheidet in der niederschlesischen Thonschieferformation zweierlei Schalsteine: 1) solche, die alle Gemengtheile der Diabase haben, zumal Augit (auch die blaue Hornblende der Diabase dieser Gegend), aber fragmentar und in anderer Structurverbindung; 2) augitfreie, vorwiegend aus Kalk, Quarz, Feldspath (Chlorit, blaue Hornblendenadeln, Glimmerschüppchen, Epidot, opake Erze und Leukoxen untergeordnet) bestehend. Den eigentlichen Grünschiefern fehlt die blaue Hornblende und an die Stelle des Chlorit tritt Strahlstein.

Aus dem Canton Lanmeur im Finistère beschreibt Barrois schalsteinähnliche submarine Tuffe von grüner Farbe, schiefrig gebändert, aber schwer spaltbar. Sie bauen sich auf aus Magnetit, Titanit, frischem Plagioklas, der oft zerbrochen und dann durch Quarz und dunklen Glimmer wieder verkittet ist, Quarz, Biotit,

Chlorit, Muscovit, Calcit, Pyrit und secundären Chalcedon-Trümern. Er nimmt an, diese Tuffe seien mit Eruptivmaterial gemischte Arkosen.

Ganz anders sind Schalsteine und Tuffe, welche derselbe Autor von dem zwischen der Rhade de Brest und der Bucht von Douarnenez gelegenen Rücken Menez Hom beschreibt. Sie bestehen aus lauter kleinen eckigen Fragmenten von wenigen Millimetern Durchmesser, denen oft nuss- bis mehrere decimetergrosse Knauer und Bomben beigemischt sind. Die kleinen Fragmente sind, z. Th. concavbogige, Aschensplitter, glasig und oft stark blasig; auch die grösseren Knauer bestehen aus Spilit-, Variolit- und Porphyritfragmenten oder aus oft blasigem Diabasglas. Auch die Bomben sind blasig, oft geradezu bimssteinartig, aber die Vacuolen sind secundär mit Calcit, Chlorit, Quarz und Opal erfüllt. Diese Tuffe stellen sich nicht schon mit den ältesten Diabasergüssen ein, sondern erst in höherem Niveau und enthalten daher auch Gerölle von Diabas, sowie von Sedimentgesteinen, ferner Foraminiferen, Mollusken und Crinoiden. Das Cäment dieser Tuffe ist sedimentär, thonig, sandig oder kalkig, stets reich an Chlorit, so dass die Gesteine geradezu chloritschieferähnlich werden. Dann zeigen sie Migrationsstructur. Barrois vergleicht diese Tuffe mit denen von Olonez. — Mit diesen Tuffen sind dünne Bänke verknüpft, die wesentlich aus Eisenhydroxyd und Kieselsäure bestehen. Sie bauen sich aus kugligen, hellgelben Gebilden auf, die zu nierenförmigen Massen vereint sind. Ihre Oberfläche wird von Rotheisenerz, ihr Centrum von Dolomit oder Eisenspath gebildet. Der Kitt, worin sie liegen, besteht aus gelbem Glas mit Eisenglanz, Göthit und zeolithisch verändertem Feldspath. Dazu gesellen sich Quarz, Epidot und stark doppelbrechende positive Mikrolithe, die stets an Quarz gebunden sind; Barrois vergleicht diese Tuffe mit Palagonit. — Die Breccien, welche in diesem Gebiete vorkommen, werden zu den Agglomeratlaven gestellt.

III. B. 6. Familie der Pikrite und Pikritporphyrite.

Literatur.

G. Angelbis, Petrographische Beiträge. Inaug.-Diss. Bonn 1877.

R. Beck, Erläuterungen zu Section Kreischa-Hänichen der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1892.

T. G. Bonney, On a picrite from the Liskeard District. Min. Mag. 1888. VIII. 109. No. 37.

J. C. Branner and R. N. Brackett, The peridotite of Pike Co., Arkansas. Amer. Journ. 1889. XXXVIII. 50.

R. Brauns, Studien über den Palaeopikrit von Amelose bei Biedenkopf und dessen Umwandlungsproducte. L. J. B.-B. V. 1887. 275.

— Palaeopikrit, Webskyit und Granat von Bottenhorn. Z. D. G. G. 1888. XL. 466.

J. R. Dakyns and J. J. H. Teall, The plutonic rocks of Garabal Hill and Meall Breacc. Q. J. G. S. 1892. XLVIII. 104.

K. Dalmer, Erläuterungen zu Section Planitz-Ebersbrunn und Treuen-Herlasgrün der geolog. Specialkarte von Sachsen. Leipzig 1885.

J. S. Diller, Notes on the peridotite of Elliot County, Kentucky. Amer. Journ. 1886. XXXII. No. 188. 121.

— The genesis of the diamond. Science. 29 Oct. 1886. VIII. No. 195.

— Peridotite of Elliott Cty., Kentucky. U. S. geol. Survey Bull. No. 38. Washington 1887.

Arch. Geikie, On the carboniferous volcanic rocks of the Basin of the Firth of Forth, their structure in the field and under the microscope. Trans. Roy. Soc. Edinburgh. XXIX. part I. 1879.

C. W. Gümbel, Die palaeolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. München 1874.

Fr. H. Hatch, On the lower carboniferous volcanic rocks of East-Lothian. Trans. Roy. Acad. Edinburgh. 1892. XXXVII. 115.

J. Heinemann, Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel 1879.

R. Hobson, On the igneous rocks of the South of the Isle of Man. Q. J. G. S. 1891. XLVII. 444.

Eug. Hussak, Pikritporphyr von Steierdorf im Banat. Verhdl. k. k. geol. R. 1881. No. 14. 258—262.

J. F. Kemp, Peridotite dykes in the Portage Sandstone of Ithaca, N. Y. Amer. Journ. 1891. XLII. 410.

C. Lapworth and W. W. Watts, The geology of South Shropshire. London 1894.

H. Carvill Lewis, The genesis of the diamond. Science. 15 Oct. 1886. VIII. No. 193.
— On a diamantiferous peridotite and the genesis of the diamond. Geol. Mag. 1887. (3.) IV. 22.
K. Th. Liebe und Zimmermann, Blatt Greiz und Naitschau der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1893.
K. A. Lossen, Palaeopikrit vom Stoppenberge bei Thale im Harz. Z. D. G. G. 1888. XL. 372.
G. P. Merrill, Note on the secondary enlargement of augites in a peridotite from Little Dear Isle, Me. Amer. Journ. June 1888. XXXV. No. 210. 488.
— On a peridotite from Little Deer Isle, in Penobscot Bay, Maine. U. S. nat. Museum proceed. 1888. 191.
Fr. Moesta, Ein neues Gestein der Diabasgruppe aus dem hessischen Hinterlande. Sitzber. d. Ges. z. Beförd. d. ges. Naturw. Marburg 1876.
H. Möhl, Olivinfels von Ellgoth. L. J. 1875. 700—703.
— Pikrit vom Weinberge bei Freiberg. In „Basalte der preussischen Ober-Lausitz", Abhdlg. der naturf. Ges. in Görlitz. 1874. XV.
H. W. Monckton, On a picrite and other associated rocks at Barnton, near Edinburgh. Q. J. G. S. 1894. L. 39.
Konrad Oebbeke, Ein Beitrag zur Kenntniss des Palaeopikrits und seiner Umwandlungsproducte. Würzburg 1877.
F. Leslie Ransome, The geology of Angel Island with a note on the Radiolarian Chert from Angel Island and from Buri-Buri-Ridge, San Mateo Co., Cal. Univ. of California. Bulletin of the Department of Geology. 1894. I. 193.
C. Riemann, Die Grünsteine des Kreises Wetzlar und einige ihrer Contacterscheinungen. Bonn 1882.
Ad. Schenck, Die Diabase des oberen Ruhrthals und ihre Contacterscheinungen mit dem Lenneschiefer. Inaug.-Diss. Bonn 1884.
C. H. Smyth jr., A third occurrence of peridotite in central New York. Amer. Journ. 1892. XLIII. 323.
K. J. V. Steenstrup, Pikritporphyrit bei Kaersut im Umanakfjord, Nord-Grönland, in Joh. Lorenzen, Undersögelse af Mineralier fra Grönland. Meddelelser om Grönland. VII. 1884. 26.
G. Tschermak, Beobachtungen über die Verbreitung des Olivins in den Felsarten. S. W. A. LVI. Juli 1867.
— Über Serpentinbildung. Ibidem.
E. Weise, Erläuterungen zu Section Plauen-Ölsnitz der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1887.
G. H. Williams, Perowskit in Serpentin von Syracuse, N. Y. L. J. 1887. II. 263.

Ebensowenig wie die Peridotite unter den Tiefengesteinen eine volle Selbständigkeit beanspruchen können, vielmehr als eine blosse Ausbildungsform der gabbroiden Magmen anzusehen sind, in denen die thonerdehaltigen, also feldspathbildenden Kerne auf ein Minimum zurückgesunken sind, können die Pikrite und Pikritporphyrite auf volle Gleichwerthigkeit mit andern Gruppen der Effusivgesteine Anspruch erheben. Sie entwickeln sich ebenso aus

den Effusivformen der gabbroiden Magmen und sind daher durch vielfache Übergänge und durch geologischen Verband an Diabase und Melaphyre geknüpft, wie bei der Beschreibung dieser Familien mehrfach hervorgehoben wurde. Die Pikrite sind alsdann feldspathfreie Olivindiabase, die Pikritporphyrite feldspathfreie Olivin-Melaphyre und wie die Diabase und Melaphyre ineinander verfliessen, so ist das auch der Fall zwischen den Pikriten und Pikritporphyriten.

Die Pikrite wurden in Österreichisch-Schlesien durch Tschermak ihrem Charakter nach erkannt und als selbständige Gesteinsfamilie abgetrennt von den cretacischen Teschenite. Dasselbe Gestein wurde dann, in älteren Schichtencomplexen auftretend, Palaeopikrit genannt. Dieser Altersunterschied hat hier keine Berücksichtigung gefunden. Die systematische Stellung der Pikrite ist anfangs von mir ebenso verkannt worden, wie die der Diabase.

Gümbel bezeichnete die palaeolithischen Pikrite des Fichtelgebirges, welche er durchaus zutreffend mit den analogen Vorkommnissen des rechtsrheinischen Schiefergebirges identificirt, als ursprünglich olivinreiche Gesteine, welche Beimengungen von Enstatit, Diopsid, Augit und Magneteisen enthielten, heute aber infolge einer durchgreifenden Umbildung zu einem Gemenge serpentinischer und chloritischer Substanzen geworden sind, und nur noch mehr oder weniger spärliche Reste der ursprünglichen Gesteinselemente erkennen lassen. Danach wären diese alten Pikrite eigentlich nur umgewandelte Olivinfelse oder Lherzolithe. Das ist auch die Auffassung Sandberger's, wie sie sich aus seinen Mittheilungen über das hierher gehörige Gestein von Schwarzenberg bei Tringenstein in Nassau ergiebt. Ich kann dieser Anschauung nicht beitreten, sondern glaube diese palaeolithischen Pikrite auf Grund der an einer Reihe fichtelgebirgischer Vorkommnisse (Schwarzenstein bei Trogen, Landsknechtsberg bei Ullitz, Marlesreuth, Pressek, Holler, Bartelsmühle etc.), die ich der Freundlichkeit Gümbel's verdanke, gemachten Beobachtungen, sowie solcher an rechtsrheinischen Gesteinen (Tringenstein, Oberdieten, Hain, Hauküppel bei Ballenbach, Wissenbach, Amelose, Lixfeld, Bruchhäuser Steine bei Brilon etc.) von den Olivinfelsen scharf trennen zu sollen. Sie haben im frischen und unveränderten Zustande ganz vorwiegend aus Olivin und Augit mit Magnetit oder Ilmenit bestanden, wozu sich meistens geringe Mengen von braunem Biotit, der gern die Eisenerze umrandet, und brauner Hornblende, sowie etwas Apatit gesellen. In vollständig unverändertem Zustande kommen diese Gesteine allerdings

wohl nirgends vor; sie sind allenthalben zum grössten Theile in ein Gemenge serpentinischer und chloritischer Substanzen umgewandelt. Doch finden sich immer genug Reste des ursprünglichen Mineralbestandes, um die Unterscheidung von den Peridotiten der Tiefengesteinsreihe leicht zu machen.

Dass die Annäherung dieser alten Pikrite an die Olivindiabase, wie sie hier betont wird, den thatsächlichen Verhältnissen entspricht, ergiebt sich nicht nur aus dem geologischen Verbande derselben, sondern auch aus der Natur ihrer Mineralcomponenten, aus ihren Structureigenthümlichkeiten und aus den häufigen Übergängen in Olivindiabase, welche durch den Eintritt von accessorischen Plagioklasleistchen meistens sehr basischer Zusammensetzung hervorgebracht werden. Es spricht ferner dafür der Umstand, dass gelegentlich (zumal bei fichtelgebirgischen Vorkommnissen) ein Krystallisationsrückstand (Basis) in unverändert glasigem Zustande, oder auch in verändertem Bestande, aber erhaltener Form auftritt. Damit steht es im Zusammenhange, dass Glasinterpositionen in den Gemengtheilen nicht gerade allzu selten wahrnehmbar sind. Gümbel spricht von schalsteinartigen Tuffen, die im Fichtelgebirge mit den Palaeopikriten auftreten; es bleibt zu untersuchen, ob nicht gerade diese von Tuffen begleiteten Pikrite den typisch porphyrischen Effusivcharakter zeigen, wie man erwarten sollte.

Der Olivin der Pikrite ist fast durchweg und vollkommen idiomorph, seltener sind seine Kanten und Ecken zugerundet; er wird fast stets von Augit eingeschlossen, dessen Spaltflächen demzufolge, wie diejenigen des Bastits im Schillerfels, von matten, schwarzen oder dunkelgrünen Flecken (den serpentinisirten Olivinen) unterbrochen werden. Die Eigenschaften dieses Olivins sind durchaus diejenigen der Olivindiabase; bei der Umwandlung zu Serpentin scheidet sich Magnetit verhältnissmässig selten auf den Klüften und Spalten dieses Minerals in derben Massen aus; dagegen bilden sich oft überaus zierliche Oktaëder und trichitische Gebilde (Tringenstein, Pressek, Lixfeld) mitten im Serpentin, die dem Magnetit wohl zugerechnet werden dürfen. Der Habitus der Serpentinpseudomorphosen nach Olivin ist ein sehr verschiedener, insofern als in manchen Fällen je ein Olivinkrystall in ein einziges durchaus parallel- und oft recht grobfasriges Chrysotilaggregat, bald in mehrere solche umgewandelt wird, bei denen die Faserrichtung von Aggregat zu Aggregat sich ändert, oder endlich zu überaus fein- und verworrenfasrigen Serpentinmassen wird. Eine weitere Zersetzung,

wobei körnige Massen von Magnetit sich im Serpentin bildeten, wurde von Oebbeke in nassauischen Pikriten beobachtet. — In den Serpentinpseudomorphosen finden sich sehr verbreitet einzelne, oder büschelförmig gruppirte Tremolit-, beziehungsweise Aktinolithnadeln (Niederdieten, Bruch S. von Biedenkopf bei Oberdieten, Liskeard in Cornwall). Die Menge derselben kann eine sehr bedeutende werden, so dass zuletzt eine vollkommene Umwandlung in einen Aktinolithfilz (Pilit), statt in Serpentin vorliegt (Aue-Wallenfels)*. — Im umgewandelten Olivin des Pikrits von Bottenhorn im hessischen Hinterlande, der auch in Zwillingen und zwar in Juxtapositionszwillingen, nicht wie sonst häufiger in Penetrationszwillingen ausgebildet ist, tritt nach Brauns die Maschenstructur, ebenso wie im Pikrit von Amelose sehr zurück, indem die Serpentinsubstanz von aussen nach innen gleichmässig vorschreitet und die Neubildungen unter sich parallel und parallel mit dem Olivinkern sind. Bei Bottenhorn ist der „Serpentin" stark pleochroitisch und zwar ist die Substanz blaugrün, wenn c des Olivins, gelb, wenn b des Olivins der Schwingungsebene des Polarisators parallel liegt. Brauns hält das für ein Zwischenstadium und schlägt dafür den Namen Villarsit vor. Es dürfte die Iddingsitpseudomorphose sein, welche auch bei Aue-Wallenfels und Hain bei Oberdieten vorkommt.

Der Augit der Pikrite ist der rothbraune Diabasaugit, sehr selten sind seine Farben hellgeblich bis grünlich (Chromdiopsid). Auch seine übrigen Eigenschaften sind diejenigen der Diabasaugite, ebenso seine Umwandlung zu chloritischen Substanzen von bald parallelschuppiger, bald verworrenschuppiger Textur. Die Ausbildung dieses Zersetzungsproductes in Sphärokrystallen von meistens sehr winzigen Dimensionen ist sehr verbreitet. G. P. Merrill beschreibt zahn- und zungenförmige Ansätze eines für secundär gehaltenen helleren Augits um den älteren gelblichen bis weinrothen Augit aus einem Pikrit von Little Deer Isle in der Penobscot-Bucht an der Küste von Maine.

Biotit und Amphibol, beide stets braun durchsichtig, gleichen durchaus denen der Olivindiabase. Sie sind wie der Augit allotriomorph und zeigen nur da krystalline Abgrenzung, wo die Structur des Gesteins eine deutlich porphyrische wird. Der Biotit

* Erklärt sich der Amphibolreichthum vielleicht daraus, dass der Olivin im Pikrit von Amelose bei Biedenkopf nach Brauns, der von den Schwarzen Steinen in Nassau nach Oebbeke als Ca-reich nachgewiesen wurde? In dem letzten Gestein enthält der Olivin sogar 14 % CaO.

umrandet gern die Eisenerze; Amphibol ist hie und da (Gegend von Oberdieten und Lixfeld) peripherisch parallel mit Augit verwachsen.

Von Eisenerzen tritt sowohl Magnetit wie Ilmenit auf; doch sind hier wie bei den Diabasgesteinen die Schwierigkeiten der Unterscheidung beider Erze oft sehr gross, wenn man nicht analytische Untersuchungen an ihnen anstellt.

Die Verbreitung der Pikrite ist eine sehr bedeutende in den palaeozoischen Formationen. In dem rheinischen Schiefergebirge bilden sie zahlreiche Kuppen auf der nördlichen Seite des SW.—NO. streichenden Diabaszuges im Unterdevon zwischen Flammersbach im SW. und Aschenbach im NO. Auf der südlichen Seite des Diabaszuges liegt nur eine Kuppe bei Burg, N. von Herborn an der Dill. Die Zusammensetzung dieser Gesteine wurde zuerst unter Anleitung des Verf. von Moesta in grossen Zügen richtig erkannt, der auch besonders auf das Fehlen der Mandelsteinbildung in diesen Gesteinen aufmerksam machte und dieselben Gesteine auf der westlichen Seite des Kellerwaldes im Waldeck'schen wiederfand. Die nassauischen Vorkommnisse wurden später von Angelbis, dem die Hornblende entging, und von K. Oebbeke untersucht. — Diesen Gesteinen sind durchaus analog der von Schenck beschriebene Pikrit aus dem Devon des Kühlenberges im oberen Ruhrthal (mit accessorischem Plagioklas, wie ihn auch die nassauischen Vorkommnisse nicht selten führen), ein solcher von den Bruchhäuser Steinen bei Brilon und ein feldspathfreier, biotitreicher Pikrit von Tiefenbach im Kreise Wetzlar. Letzterer zeigt nach den Darstellungen Riemann's Contactwirkungen, welche denjenigen der Diabase gleichartig sind. — Etwas Plagioklas enthält auch nach Lossen der Pikrit vom Stoppenberge bei Thale am Harz.

Sehr verbreitet sind die Pikrite nach Gümbel's Darstellung im Fichtelgebirge; für viele dieser ist der Übergang in Pikritporphyrite und die Begleitung durch Tuffe interessant und charakteristisch. — Dalmer wies den Pikrit an mehreren Punkten im Unterdevon der Section Planitz-Ebersbrunn im Erzgebirge und bei Altensalz, Blatt Treuen-Herlasgrün im Voigtlande nach und beobachtete das Auftreten von Asbest auf Klüften dieser Gesteine. Das stimmt mit der öfters vorkommenden Pilitbildung im Olivin derselben. Nach Weise hat der Pikrit als Lagergestein eine nennenswerthe Verbreitung im Voigtlande auf Blatt Plauen-Ölsnitz der sächsischen Karte. — Liebe und Zimmermann beschreiben ihn als mächtiges

Lager an der Grenze von Silur und Devon bei Cunsdorf (Blatt Greiz) und ähnlich bei Triebes an der Zeulenrodaer Strasse (Blatt Naitschau).

Ein sehr typischer Pikrit findet sich bei Liskeard in Cornwall, von wohl auch devonischem Alter, Busz beschreibt ihn von Highweek bei Newton Bushel in Devonshire, Dakyns und Teall geben ihn aus dem Garabal-District, Lapworth und Watts von Cwm-mawr in Süd-Shropshire (etwas feldspathhaltig) an. — Geikie entdeckte einen nach Structur und Zusammensetzung den rheinischen nahe verwandten Pikrit, wahrscheinlich intrusiv im Kohlensandstein des Inselchens Inchcolm im Firth of Forth und ein anderes Vorkommen von gleichfalls carbonischem Alter bei Blackburn unfern Linlithgow im Becken des Firth of Forth. Das letztere hat porphyrische Facies genau wie die fichtelgebirgischen Vorkommnisse.

Heinemann beschreibt Pikrite unter den Glacialgeschieben in Holstein und Kantkiewicz fand ihn (der Augit ist hier grau) in Verbindung mit Serpentin und Olivinfels am Magnetberge Katschkanar im Bergrevier Bissersk, Ural. Der geologische Verband ist auffallend und würde eher Wehrlit erwarten lassen.

Den Übergang aus Pikrit in Pikritporphyrit zeigen sehr deutlich die Vorkommnisse von Pressek und von Marlesreuth im Fichtelgebirge, zwischen deren krystalline Gemengtheile sich in z. Th. beträchtlicher Menge eine globulitisch gekörnelte oder trichitisch getrübte, grau durchsichtige Basis bei typischer Intersertalstructur eindrängt.

Mit diesen palaeozoischen Repräsentanten in allen wesentlichen Punkten identisch sind die mit den sog. Tescheniten geologisch verknüpften cretacischen Pikritporphyrite vom Gümbelberg bei Neutitschein und von Ellgoth in Österreichisch-Schlesien. Farbloser Olivin und hellbrauner, randlich oft dunkelbraun gefärbter Augit, Eisenerze und reichlicher Apatit in grossen Individuen liegen als idiomorphe Krystalle in einer reichlichen, z. Th. noch rein glasigen Basis. Der Augit ist oft peripherisch mit tiefbrauner basaltischer Hornblende parallel verwachsen, welche auch selbständig in prismatischen Krystallen, die neben (110) schmales (010) und breites (100) zeigen, ausgebildet ist. Die frische Basis ist bräunlich durchsichtig und globulitisch gekörnelt. Durch Zersetzung geht sie in schwach doppelbrechende blaugrüne, fasrige oder schuppige, oft sphärolithisch geordnete Substanzen über, welche wohl der Chloritfamilie angehören. Manche Handstücke besitzen auch

braunen Biotit. Bei Durchmusterung mehrerer Proben wird man wohl stets Übergänge in Intersertalstructur und aus dieser in die hypidiomorph-körnige der Diabase finden. Die Gesteine zersetzen sich leicht und in hohem Grade; neben Serpentin und Chlorit bilden sich Carbonate in grosser Menge, die man oft wegätzen muss, um die ursprüngliche Structur beobachten zu können. — Möhl beschreibt (Abhandl. der naturf. Ges. in Görlitz. 1874. XV) ein hierher gehöriges Gestein vom Weinberge bei Freiberg unfern Neutitschein.

Hierher gehört dann auch das oben S. 1075 erwähnte. von Hatch beschriebene und Limburgit genannte Gestein von Whitelaw Hill bei Haddington in East-Lothian.

Eine gewisse, aber wohl mehr scheinbare und irreführende Verwandtschaft zeigen mit diesem palaeozoischen und cretacischen Vorkommnisse solche, welche bei Steierdorf im Banat gangförmig die Liaskohle (sie wurde im Contact vercoakst) und die hangenden bituminösen Mergelschiefer durchsetzen. Das Gestein ist nach Hussak's zutreffender Beschreibung z. Th. blasig und die Blasenräume mit einer theils gelben seifenschaumartigen, theils braunen wachsartigen Substanz (ozokeritähnlich) erfüllt. Auch hier liegen idiomorphe Olivine mit Picotit- und Glaseinschlüssen (die von Hussak erwähnten Augit- und Hornblendeinterpositionen fehlen in meinen Handstücken) in grosser Frische oder auch in eine noch unbestimmte fasrige Substanz umgewandelt, rothbrauner Augit mit den oben beschriebenen Eigenschaften und Verwachsungen, oft in knäuelartigen Zwillingsgruppen (auch das kommt bei den schlesischen Gesteinen vor) und braune Hornblende, beide Mineralien ebenfalls Picotit-, der Augit auch Glaseinschlüsse führend, in einer im frischen Zustande bräunlichen bis farblosen Glasbasis, welche oft reichlich mit mikrolithischen Augiten zweiter Generation und mit bisher unbestimmbaren, graubraunen, stark doppelbrechenden, nadelförmigen oder lang und schmal spindelförmigen, rhombischen Mikrolithen erfüllt ist. Von Eisenerzen findet sich Magnetit und Chromit in Oktaëdern. Hussak erwähnt auch rundliche Anhäufungen von kleinen Olivinkörnern, ähnlich den Augitaugen der Basalte. Fremde Einschlüsse sind wohl die mit Augitkränzen umgebenen, rundlichen oder eckigen Quarzkörner und grössere eckige Kalksteinbrocken. Die Zersetzung ist analog derjenigen der schlesischen Gesteine. Hervorzuheben ist das zumal bei angenähert holokrystalliner Aus-

bildung des Gesteins wahrnehmbare Zurücktreten des Olivins. Er kann auf bedeutendere Strecken hin ganz fehlen; das Korn pflegt dann sehr klein, die Structur panidiomorph-körnig und lamprophyrähnlich zu werden. Ich vermuthe darin ein Glied der Monchiquit-Reihe.

Es sei hier noch einmal daran erinnert, dass möglicherweise die auf S. 346 und 347 beschriebenen, z. Th. basisführenden Biotit-Peridotite und Kimberlite besser hierher gestellt würden. Wo immer ihr richtiger Platz sein möge, zu ihnen gesellt sich in jedem Fall ein von Smyth jr. besprochener unbedeutender Gang von „Kimberlit“ in einer Verwerfungsspalte, welche Utica shales neben Trenton-Kalk bringt bei dem Dorf Manheim oder East Creek, östlich von Little Falls, N. Y. Einsprenglinge von Olivin und Biotit nebst etwas rhombischem Pyroxen liegen in einer vorwiegend krystallinen Grundmasse aus Biotit, Magnetit, Perowskit, etwas Olivin und etwas glasiger Basis. — Auf ein verwandtes Gestein bezieht sich auch die in der Literaturübersicht citirte Studie von Kemp.

Derselben Gruppe gehört ein sehr merkwürdiges Gestein an, welches nach Steenstrup ein 120 Fuss mächtiges Lager in den Kome-Schichten Heer's bei Kaersut im Umanakfjord in Nordgrönland bildet. Dasselbe besteht fast ausschliesslich aus Olivin, dessen Individuen durch eine gelbe oder schwach grünliche, klare Basis verkittet werden. Sonst ist nur ein wenig Magnetit vorhanden.

III. A. 7. Die Familie der Tephrite und Basanite.

Literatur.

H. Bäckström, Über leucitführende Gesteine von den liparischen Inseln. G. F. i St. Förhdl. 1896. XVIII. 155.

R. Beck, Erläuterungen zu Section Sebnitz-Kirnitzschthal der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1895.

R. Beck und J. Hibsch, Erläuterungen zu Section Grosser Winterberg-Tetschen der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1895.

H. Behrens, Die Gesteine der Vulkane von Java. Natuurk. Verh. Kon. Akad. Amsterdam 1882. XXIII.

O. Beyer, Der Basalt des Grossdehsaer Berges und seine Einschlüsse, sowie ähnliche Vorkommnisse aus der Oberlausitz. T. M. P. M. 1888. X. 1.

— Weitere Mittheilungen über granitische Einschlüsse in Basalten der Oberlausitz. Ibid. 1893. XIII. 231.

Em. Bořicky, Petrographische Studien an den Basaltgesteinen Böhmens. Prag 1873.

— Ein Beitrag zur Kenntniss der Trachy- und Tachylytbasalte. In „Petrographische Studien an den Phonolithgesteinen Böhmens". Prag 1874.

L. G. Bornemann, Über einige neue Vorkommnisse basaltischer Gesteine auf dem Gebiete der Messtischblätter Gerstungen und Eisenach. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1887. 291.

W. Branco, Die Vulkane des Herniker Landes bei Frosinone in Mittel-Italien. L. J. 1877. 561—589.

L. Bucca, Il monte di Roccamonfina. Boll. Com. geol. Roma. 1886. No. 7 u. 8.

— Contribuzione allo studio petrografico dei vulcani viterbesi. Boll. Com. geol. d'Ital. 1888. 57.

H. Bücking, Basaltische Gesteine aus der Gegend südwestlich vom Thüringer Wald und aus der Rhön. Berlin 1881.

— Über basaltische Gesteine der nördlichen Rhön. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. Berlin 1882.

C. Chelius, Erläuterungen zu Blatt Messel der geolog. Specialkarte des Grossherzogthums Hessen. Darmstadt 1886.

— Mittheilungen aus den Aufnahmegebieten. Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde. Darmstadt. IV. Folge. Heft VIII. 28.

C. Chelius und G. Klemm, Erläuterungen zu Blatt Neustadt-Obernburg der geolog. Karte des Grossherzogthums Hessen. Darmstadt 1894.

Jul. Morgan Clements, Die Gesteine des Doppauer Gebirges in Nordböhmen. Jahrb. k. k. geol. R. 1890. XL. 317.

J. Curie et G. Flamand, Etude succincte sur les roches éruptives de l'Algérie. 1889.

W. Deecke, Der Monte Vulture in der Basilikata (Unter-Italien). L. J. B.-B. VII. 1891. 556.

C. Doelter, Die Vulkane der Capverden und ihre Producte. Graz 1882.

Fr. Eichstädt, Skånes basalter mikroskopiskt undersökta och beskrifna. Stockholm 1882.

J. Felix und H. Lenk, Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der Republik Mexico. Leipzig 1890.

Fr. Fouqué, Étude microscopique et analyse médiate d'une ponce du Vésuve. C. R. 12 Octobre 1874.

P. Franco, Fonolite trasportata dalla lava del Vesuvio nella eruzione del 1872. Bol. Soc. nat. Napoli. 1890. IV. 1. (Boll. R. Com. geol. d'Ital. 1891. 153.)

K. von Fritsch und W. Reiss, Geologische Beschreibung der Insel Tenerife. Winterthur 1868.

C. W. C. Fuchs, Die Laven des Vesuvs. L. J. 1866. 667 sqq.; 1869. 42 sqq. u. 169 sqq.

— Die Veränderungen in der flüssigen und erstarrenden Lava. T. M. M. 1871. 65 sqq.

Eug. Geinitz, Die Basaltgeschiebe im mecklenburgischen Diluvium. Arch. d. Ver. d. Freunde d. Naturgesch. in Mecklenburg. 1881. XXXV.

H. Veit Graber, Über Auswürflinge in den tephritischen Brockentuffen der Umgebung von Tetschen a. E. T. M. P. M. 1896. XV. 291.

F. Graeff, Über ein Gestein von der Mondhalde im Kaiserstuhl. Ber. über die XXII. Vers. d. oberrhein. geol. Ver. zu Aschaffenburg 1889. 26.

— Zur Geologie des Kaiserstuhlgebirges. Mitth. Gr. Bad. geol. Landesanst. 1892. II. 410.

— Über körnigen Tephrit (Theralith) aus dem Kaiserstuhl. Ber. über die XXVI. Vers. d. oberrhein. geol. Ver. 1893.

H. Haas, Beiträge zur Geschiebekunde der Herzogthümer Schleswig-Holstein. Kiel 1885.

A. Hague, Note on the occurrence of a leucite rock at the Absaroka Range, Wyoming Territory. Amer. Journ. 1889. XXXVIII. 43.

V. Hansel, Mikroskopische Untersuchung der Vesuvlava vom Jahre 1878. T. M. P. M. 1879. II. 419—430.

— Über basaltische Gesteine aus der Gegend von Weseritz und Manetin. Pilsen 1886.

S. Haughton and E. Hull, Report on the chimical, mineralogical and microscopical characters of the lava of Vesuvius from 1631 to 1868. Trans. Roy. Irish. Acad. Dublin 1876. XXVI.

J. Hazard, Über die petrographische Unterscheidung von Decken- und Stielbasalten in der Lausitz. T. M. P. M. 1894. XIV. 297.

— Erläuterungen zu Blatt Löbau-Neusalza, Löbau-Reichenbach und Rumburg-Seifhennersdorf der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1895.

J. E. Hibsch, Beiträge zur Geologie des böhmischen Mittelgebirges. T. M. P. M. 1894. XIV. 95.

— Erläuterungen zu der geolog. Karte des böhmischen Mittelgebirges (Blatt I). T. M. P. M. 1896. XV. 201.

E. Hussak, Über brasilianische Leucitgesteine. L. J. 1892. II. 146.

J. Shearson Hyland, Über die Gesteine des Kilimandscharo und dessen Umgebung. T. M. P. M. 1888. X. 203.

J. P. Iddings, Absarokite-Shoshonite-Banakite-Series. Journal of Geology. III. 935. Chicago 1895.

A. von Inostranzeff, Über die Mikrostructur der Vesuvlaven vom Sept. 1871, März und April 1892. T. M. M. 1872. 101—106.

H. J. Johnston-Lavis, L'eruzione del Vesuvio sul 2 Maggio 1885. Ann. d. Accad. O. Costa d'Aspiranti naturalisti. Era 3. vol. I. 1886.

E. Kalkowsky, Über den Ursprung der granitischen Gänge im Granulit in Sachsen. Z. D. G. G. 1881. XXXIII. 629.

— Der Leucitophyr vom Averner See. L. J. 1878. 727—729.

C. Klein, Petrographische Untersuchung von Gesteinen aus der Umgebung des Bolsener Sees. S. B. A. 1888. V. 91.

F. Klockmann, Über Basalt-, Diabas- und Melaphyr-Geschiebe aus dem norddeutschen Diluvium. Z. D. G. G. 1880. XXXII. 408—416.

A. Knop, Der Kaiserstuhl im Breisgau. Leipzig 1892.

Fel. Kreutz, Mikroskopische Untersuchung der Vesuvlaven von 1868. S. W. A. Februar 1869. LIX.

— Über Vesuvlaven von 1881 und 1883. T. M. P. M. 1884. VI. 133—150.

A. Lacroix, Sur l'existence de roches à leucite dans l'Asie mineure. C. R. 1890. CX. 302. (L. J. 1891. I. 267.)

— Sur les roches à leucite de Trébizonde (Asie mineure). Bull. Soc. géol. Fr. 1891. (3.) XIX. 732.

A. von Lasaulx, Mikroskopische Untersuchung der Vesuvlaven von 1872. L. J. 1872. 408.

H. Lenk, Zur geologischen Kenntniss der südlichen Rhön. Würzburg 1887.

G. de Lorenzo, Lava Pahoehoe effluita il 24 Maggio 1895 dal Cono terminale del Vesuvio. Rend. R. Accad. Lincei. 1895. (5.) IV. fasc. 1. 12.

— Efflusso di lava dal gran Cono del Vesuvio cominciato il 3 Luglio 1895. Rend. R. Accad. Sc. fis. e mat. Napoli. Luglio 1895.

J. Lorié, Bijdrage tot de Kennis der Javaansche Eruptivgesteenten. Rotterdam 1879.

J. Macpherson, Etude des roches éruptives recueillies par M. Choffat dans les affleurements secondaires au Sud du Sado. Lisboa 1887. Commun. da Comm. dos trabalhos geol. de Portugal. I. 2. p. 326.

R. V. Matteucci, Sulla fase eruttiva del Vesuvio cominciata nel giugno 1891. Atti R. Accad. sc. fis. e mat. di Napoli. (2.) V. No. 2. 1891.

G. Mercalli, Osservazioni petrografico-geologiche sui Vulcani Cimini. Rendic. R. Istit. Lombardo. 1889. (2.) XXII. fasc. 3.

G. P. Merrill, Notes on some eruptive rocks from Gallatin, Jefferson and Madison Counties, Montana. Proceed. U. S. nat. Museum. 1895. XVII. 637.

A. Michel-Lévy et A. Lacroix, Sur une roche à leucite carbonifère du Mâconnais. Bull. Soc. min. Fr. 1895. XVIII. 24.

H. Möhl, Die Basalte der preussischen Ober-Lausitz. Abhdlgn. der naturf. Ges. in Görlitz. 1874. XV.

E. Möller, Petrographische Untersuchung einiger Gesteine der Rhön. L. J. 1888. I. 81.

O. Mügge, Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg 1885 und L. J. B.-B. IV. 1886. 576.

Magnus Neef, Über seltenere krystallinische Diluvialgeschiebe der Mark. Z. D. G. G. 1882. XXXIV. 461—500.

K. Oebbeke, Beiträge zur Kenntniss einiger hessischer Basalte. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1888. 390.

A. Osann, Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine des Cabo de Gata. Z. D. G. G. 1891. XLIII. 688.

— Melilite-nepheline basalt and nepheline-basanite from Southern Texas. Journ. of Geol. Chicago 1893. I. 341.

— Report on the rocks of Trans-Pecos Texas. Geol. Survey of Texas. 4 th Annual Rep. 123. Austin 1893.

H. Pröscholdt, Erläuterungen zu Blatt Themar und Dingsleben der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1892.

H. Pröscholdt und H. Thürach, Erläuterungen zu Blatt Römhild der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1895.

Gerh. vom Rath, Zwei Gesteine der Rocca Monfina. Z. D. G. G. 1873. XXV. 243.

— Ein Beitrag zur Kenntniss des Vesuvs. Z. D. G. G. 1873. XXV. 209—243.

F. Rinne, Der Dachberg, ein Vulkan der Rhön. Preuss. Jahrb. für 1886.

A. Rosiwal, Beiträge zur geologischen Kenntniss des östlichen Afrika u. s. w. Denkschr. k. k. Akad. Wien. Math.-naturw. Cl. LVIII. 1891.

J. Roth, Studien am Monte Somma. Abhdl. k. Akad. Wiss. Berlin 1877.

V. Sabatini, Descrizione geologica delle Isole Pontine. Boll. R. Com. geol. d'Ital. 1893. XXIV. 228 u. 309.

— Sull' attuale eruzione del Vesuvio. Boll. R. Com. geol. d'Ital. 1895. XXVI. 149.

F. Sandberger, Vorläufige Bemerkungen über den Buchonit, eine Felsart aus der Gruppe der Nephelin-Gesteine. S. B. A. Juli 1872. 203 sqq.

— Weitere Mittheilungen über Buchonit. Ibid. 1873. II.

— Über den Basalt von Naurod bei Wiesbaden und seine Einschlüsse. Jahrb. k. k. geol. R. 1883. XXXIII.

— Neue Einschlüsse im Basalt von Naurod. Verhdl. k. k. geol. R. 1884. No. 2. 17.

G. A. Sauer, Untersuchungen über phonolithische Gesteine der canarischen Inseln. Halle 1876.

Rud. Scharitzer, Der Basalt von Ottendorf in Österreichisch-Schlesien. Jahrb. k. k. geol. R. 1882. XXXII. 471.

Th. Siegert, Erläuterungen zu Section Löbau-Herrnhut der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1894.

Al. Siegmund, Der Steinberg bei Ottendorf im Troppauer Bezirk. Ibid. 1881. XXXI. 209.

L. Sinigallia, Über einige glasige Gesteine vom Vesuv. L. J. B.-B. VII. 1891. 417.

Herm. Sommerlad, Über Nephelingesteine aus dem Vogelsberg. XXII. Ber. der Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. 1883. 263—284.

A. Stelzner, Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der argentinischen Republik. Cassel u. Berlin 1885.

Giov. Strüver, Studi petrografici sul Lazio. R. Accad. dei Lincei. 1877.

C. A. Tenne, Über Gesteine der äthiopischen Vulkanreihe. Z. D. G. G. 1893. XLV. 451.

F. Toula, Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan. L. J. 1890. I. 273.

S. Traverso, Contribuzioni allo studio delle rocce volcaniche. Giorn. di min., crist. e petr. 1895. V. fasc. 3.

P. DI TUCCI, Saggio di studi geologici sui peperini del Lazio. Memorie R. Accad. Lincei. 1879. 1880.

CH. VÉLAIN, Description géologique de la presqu'île d'Aden etc. 271.

R. D. M. VERBEEK und R. FENNEMA, Neue geologische Entdeckungen auf Java L. J. B.-B. II. 186 sqq.

ANT. VERRI, Osservazioni geologiche sui crateri vulsinii. Boll. Soc. geol. italiana 1888. VII. 49. L. J. 1891. I. 269.

K. VOGELSANG, Beiträge zur Kenntniss der Trachyte und Basalte der Eifel. Z. D. G. G. 1890. XLII. 1.

J. CLIFTON WARD, On the comparative rock-structure of some ancient and modern volcanic rocks. Q. J. G. S. 1875. XXXI. No. 123. 388—422.

WEDDING, Über die Laven des Vesuvs. Z. D. G. G. 1858. X. 375.

L. VAN WERVEKE, Beitrag zur Kenntniss der Gesteine der Insel Palma. L. J. 1879. 815—832.

— Über den Nephelin-Syenit der Foya etc. L. J. 1880. II. 180.

A. WICHMANN, Leucitgesteine von der Insel Celebes. Petrogr. Studien über den Indischen Archipel. Natuurk. Tijdschr. voor Nederl. Indië. Batavia. LIII. 3.

GEO. H. WILLIAMS, Petrography of Fernando de Noronha. Amer. Journ. 1889. XXXVII. 178.

R. A. DE YARZA, Descripcion fisica y geologica de la Provincia de Vizcaya Madrid 1892.

Mineralogische Zusammensetzung der Tephrite und Basanite

Die hier als Tephrite und Basanite zusammengefassten Gesteine sind Glieder der neovulkanischen Effusivreihe, welche ihrem ganzen Habitus nach zu den basaltischen Felsarten gehören, in einzelnen ihrer Glieder jedoch nahe an die phonolithischen Gesteine heranstreifen, und Übergänge nicht nur nach den Basalten und Phonolithen, sondern auch nach den Nephelin- und Leucitgesteinen und endlich nach den Limburgiten und Augititen hin aufweisen. Das Gemeinschaftlich-Bestimmende für Tephrite und Basanite liegt in der Verbindung eines, zumeist recht basischen, Kalknatronfeldspaths mit Nephelin oder Leucit als wesentlicher Gemengtheile; sie unterscheiden sich dadurch, dass die Tephrite olivinfrei, die Basanite olivinhaltig sind. Der Name Tephrit (Téphrine) wurde zuerst von DELAMÉTHERIE und CORDIER, der Name Basanit von ALEX. BRONGNIART gebraucht und auf sehr verschiedene, aber nur auf Effusivgesteine der neovulkanischen Reihe angewandt: unter diesen finden sich eine Anzahl von Gesteinen, welche auch nach der hier gegebenen Definition diesen Namen verdienen. K. VON FRITSCH und REISS gebrauchten zuerst die Bezeichnungen Tephrit und Basanit in einer der hier gegebenen ähnlichen Bedeutung

in ihrer Beschreibung der Canarischen Inseln, indem sie das entscheidende Moment auf die Gegenwart von Nephelin, Hauyn und verwandte Mineralien neben Feldspath legten. Wenngleich die genannten Forscher den Tephrit und Basanit in einer nicht unwesentlich abweichenden Weise abgrenzten und ihre mineralische Zusammensetzung mehr ahnten, als thatsächlich erwiesen, so glaubte ich doch die von ihnen gewählte Bezeichnung in dem oben gegebenen, erweiterten Sinne beibehalten zu sollen, und habe mich der Nachfolge der meisten Petrographen zu erfreuen gehabt.

Die hierher gezogenen Gesteine waren früher z. Th. in ihrem Mineralbestande nicht richtig erkannt worden, z. Th. hat man trotz richtiger Bestimmung desselben die ihnen eigenthümliche Combination nicht gebührend betont. So finden sich z. B. manche derselben unter den Phonolithbasalten, Andesitbasalten, Trachybasalten, Tachylytbasalten und Plagioklasphonolithen Bořicky's, sowie unter Glimmerbasalten und gewissen Phonolith-Abtheilungen Möhl's. Auch der Buchonit Sandberger's gehört hierher.

Es verdient hervorgehoben zu werden, dass die Tephrite und Basanite in der palaeovulkanischen Gesteinsreihe nur sehr spärliche, erst in den letzten Jahren aufgefundene Aequivalente haben. Unter den Tiefengesteinen entsprechen ihnen die Theralithe. Zu den normalen Basalten nehmen die Tephrite und Basanite eine ähnliche Stellung ein, wie die Phonolithe zu den Trachyten. In der That finden sich manche bedeutsame gemeinschaftliche Züge in den Phonolithen und Tephriten, so die Neigung zur Zeolithbildung, die öfters vorkommende Hauyn- und Titanitführung, das häufige Auftreten von Amphibol und Biotit neben herrschendem Pyroxen.

Zu den wesentlichen Gemengtheilen der Tephrite und Basanite gehören neben Kalknatronfeldspath Nephelin und Leucit, allein oder sich begleitend, und Augit. Olivin ist für die Basanite charakteristisch. Apatit nebst Eisenerzen sind allenthalben vorhanden, Zirkon sehr selten. Accessorisch haben Sanidin, Amphibol, Biotit, Hauyn eine gewisse Bedeutung. Titanit ist auf wenige Vorkommnisse beschränkt. Melanit, Perowskit und Spinellide finden sich gelegentlich.

Der Kalknatronfeldspath ist bei allen Tephriten und Basaniten in der Grundmasse, bei sehr vielen auch als Einsprengling entwickelt. Der Grundmasse-Plagioklas bildet Leisten von geringer Breite und mit oft nur zwei, seltener mit vielen Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz. Die Dimensionen sinken oft bis zu

trichitischen Formen herab. Damit ist fast stets eine Krümmung, oft eine sphärolithische Aggregirung verbunden. Er pflegt einschlussfrei zu sein. Nach den herrschenden Auslöschungsschiefen und nach seiner Angreifbarkeit durch Säuren wird man genöthigt, in verschiedenen Vorkommnissen verschiedene Mischungen anzunehmen; doch scheinen saurere Feldspathe als Labrador nur spärlich vorzukommen. Wo die Grundmasse recht glasreich ist, da sind die Plagioklasmikrolithe gern tafelförmig nach M und dann nach der starken Schiefe der Auslöschung und der leichten Angreifbarkeit durch Salzsäure, Anorthit oder Bytownit. — Die intratellurischen Kalknatronfeldspath-Einsprenglinge sind fast stets tafelförmig nach M und gern zonar gebaut. Glaseinschlüsse in unverändertem oder schlackigem Zustande markiren nicht selten den Schalenbau. Oft sind die Krystalle gänzlich, in allen untersuchten Fällen central stark angreifbar durch Säure. Neben der herrschenden Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz, welche sich gern mit dem Karlsbader Gesetz combinirt, kommt Lamellirung nach dem Periklingesetz nicht selten vor. Bei Graber finden sich werthvolle Mittheilungen über diese Zwillingsbildungen. Er bestimmte für die Einsprenglinge in den tephritischen Brockentuffen der Gegend von Liebwerd, die er in andesitähnliche, in dunkle und in phonolithähnliche Tephrite trennt, das Centrum als basischen Labrador mit $\alpha : P/M = -17—19^0$, der nach dem Rande hin bis zu basischem Oligoklas und solchem mit positiver Auslöschung $\alpha : P/M$ aufsteigt und noch einen Sanidinmantel von geringer Breite besitzt.

Ungestreifter Feldspath, der sich durch die Unangreifbarkeit durch Säure, sein physikalisches Verhalten und die späte Periode seiner Bildung als Sanidin mit Sicherheit deuten lässt, ist in der Grundmasse der Tephrite und Basanite nicht eben selten, oft reichlich. Unter den Einsprenglingen wurde der Sanidin bisher nur selten, so von Osann neben Nephelin, Plagioklas, Hornblende und Olivin in phonolithoiden Tephriten des südlichen Texas (Uvalde Co.) nachgewiesen. Sie bilden Kuppen in der Kreideformation. Doch giebt es in der Rhön, und am Bolsener See nach C. Klein, gewisse Übergangsformen nach Phonolith hin, in denen dieses Mineral reichlicher erscheint. Es sind dann stets Gesteine mit wenig ausgeprägter oder ohne porphyrische Structur.

Im Nephelinbasanit von Kibo am Kilimandscharo bestimmten Miers und Hyland die Feldspatheinsprenglinge als Anorthoklas.

Der Leucit kann ebenfalls in zwei Generationen ausgebildet sein, welche sich indessen nur durch die Grösse, nicht durch die Form unterscheiden. Allenthalben zeigt er das Ikositetraëder (211), dessen Kanten und Ecken jedoch, zumal bei den Einsprenglingen, bis zur Körnerform abgerundet sein können. Solange die Bd. I, 3. Aufl., S. 312 beschriebene Doppelbrechung wahrnehmbar ist, bietet die Bestimmung keine Schwierigkeit. Wo diese fehlt, hält man sich zur Bestimmung an die rundliche Form und an die central gehäuften oder peripherisch geordneten Interpositionen (Augitmikrolithe, Glas- und Schlackeneinschlüsse). Solange man kein anderes gesteinsbildendes Mineral dieser Form kennt, lässt sich gegen die Diagnose nicht viel einwenden. Zumal den sehr kleinen Leuciten fehlt die Doppelbrechung oft vollständig; doch ist die Grösse nicht das allein bestimmende Moment, da die bis zu zierlichsten Krystallskeletten herabsinkenden Leucitindividuen in den kleinen Gipfelströmen oder in den Schlackenkrusten der grossen Ergüsse des Vesuv oft noch deutliche Zwillingslamellirung zeigen, während sie den viel grösseren Leuciteinsprenglingen mancher Kaiserstühler Leucittephrite vollständig fehlt. Vielleicht liegt in dem unfrischen Zustande der letzteren Vorkommnisse die so häufige Umwandlung in Analcim vor. Leucite mit eingesunkenen Flächen giebt Sinigallia aus glasigen Vesuvlaven an. — Wenn eine Generation des Leucit fehlt, so ist es die ältere intratellurische.

Der Nephelin ist nur ganz ausnahmsweise als Einsprengling vorhanden, und dann idiomorph und leicht und sicher zu bestimmen. Im Allgemeinen beschränkt sich sein Vorkommen auf die Grundmasse und hier ist seine Begrenzung sehr selten eine erkennbar krystallographische. Er bildet dann unregelmässige Flecken zwischen den Feldspathen und Augiten der Grundmasse und pflegt bisweilen recht launig im Gestein vertheilt zu sein, so dass nephelinreiche und nephelinarme Partien wechseln. — Der Nachweis des Nephelins ist dann nur chemisch zu liefern; die leichte Gelatination des schwach doppelbrechenden farblosen Minerals und die dadurch ermöglichte Tinction mit Färbemitteln, der Nachweis reichlichen Natrons in der Lösung dienen zur Bestimmung. Die spätere Ausscheidung des Nephelins gegenüber dem Feldspath weist auf beträchtlichen Kalkgehalt dieses letzteren hin. Die relativen Mengen von Plagioklas und Nephelin schwanken sehr. Im Allgemeinen herrscht der Feldspath.

Die Zeolithisirung der Tephrite und Basanite pflegt mit dem

Nephelin zu beginnen, wenn nicht Hauyn vorhanden ist. — Letzterer erscheint in directem Gegensatz zu Nephelin niemals als Grundmasse-Gemengtheil, sondern immer nur als Einsprengling, wenn auch als sehr kleiner. Er ist z. Th. älter als der Augit.

Der Pyroxen der Tephrite und Basanite ist ein basaltischer Augit, welcher theils grosse und scharf idiomorphe Einsprenglinge, theils einen hervorragenden Gemengtheil der Grundmasse bildet. Die Einsprenglinge haben die Formen, wie im Basalt, sind oft Zwillinge oder Viellinge nach dem Orthopinakoid, oder treten auch in knäuelartigen Gruppen auf. Zonarstructur mit wechselnder Farbe der Zonen, welche bald den Umrissen folgen, bald auf ursprüngliche Sanduhrform* deuten, ist sehr verbreitet. Oft sind zweierlei, durch ihre Farbe unterschiedene Augiteinsprenglinge, grüne und rothbraune oder violette vorhanden, die sich auch durch makroskopisch verschieden vollkommene Spaltbarkeit und durch verschiedene Stärke der Dispersion, Grösse des Axenwinkels und Pleochroismus unterscheiden. Am verbreitetsten sind rothbraune bis violette Augite, denen man überhaupt in den alkalireichen und kieselsäurearmen jüngeren Eruptivgesteinen allgemein begegnet, und in denen mehrfach, zumal von Knop ein beträchtlicher Titangehalt nachgewiesen wurde. Ihr Pleochroismus ist am stärksten in der Zone (001) : (100). Immer ergab sich in der Axenebene gelb, dazu senkrecht bald roth bis rothbraun (Salto del Castellano, Kaiserstuhl) oder violett (Rothweil u. a. O. im Kaiserstuhl, böhmisches Mittelgebirge), selten grün (Vesuv, Roccamonfina, Bolsener See). — Aegirinaugit wird von Hibsch aus Tephriten des böhmischen Mittelgebirges angegeben.

Die Augite der Grundmasse sind ebenfalls vollkommen idiomorph oder doch annähernd so und bilden kurz prismatische Individuen. Gegenüber den Einsprenglingen, die oft Magnetit, Glaseier, Biotit, seltener Flüssigkeiten (böhmisches Mittelgebirge) umschliessen, sind die Augite der Grundmassen einschlussfrei. Ihre Farbe ist öfter grau, als rothbraun. In glasreicher Grundmasse sind gegabelte und andere Wachsthumsformen häufig. In den Leucittephriten des Hutberges und westlich vom Dobrankathal bilden sich nach Hibsch in der Grundmasse rundliche Concretionen von Augit

* Nach Graber sind bei Sanduhrbau die Werthe für c : c in den stets lichter gefärbten Anwachskegeln über der Pyramide kleiner als in den Anwachskegeln über Orthopinakoid und Prisma, dagegen der Werth für 2E grösser in den ersten, als in den letzten.

und Magnetit mit einem Durchmesser von etwa 0,5 mm. In ihrer Mitte liegt oft ein Feldspath-, Leucit- oder Augitkrystall.

Neben dem Augit findet sich in einzelnen Vorkommnissen auch Aegirin in gelb und grün pleochroitischen Nädelchen (Tavolato); dann sind die Gesteine stets feldspath-, leucit- und nephelinreich, und die Augiteinsprenglinge haben die Eigenschaften derjenigen in den Leucitophyren.

Wo Amphibol und Biotit accessorisch vorkommen, besitzen sie die Eigenschaften, wie im Andesit, und sind fast stets von Resorptionsmänteln umgeben, die dann nicht nur den Krystallumrissen, sondern auch den eventuell vorhandenen Bruchrändern folgen. Der Amphibol zeigt hierbei oft die oben bei Hornblendebasalt angegebenen Veränderungen nach Hazard.

Die Olivine haben dieselben Eigenschaften, wie in den Basalten. — Die übrigen Gemengtheile zeigen nichts Erwähnenswerthes.

Structurformen und Classification der Tephrite und Basanite.

Nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung würden die Tephrite und Basanite je nach dem Vorkommen des Leucit oder des Nephelin oder dieser beiden Mineralien neben dem Plagioklas in Leucittephrite und Leucitbasanite, Nephelintephrite und Nephelinbasanite und Leucit-Nephelin-Tephrite und Leucit-Nephelin-Basanite zerlegt werden können. Jede dieser Unterabtheilungen wäre dann parallel zu einer der Abtheilungen bei den Phonolithen. Mit fortschreitender Erforschung dieser Familie hat sich herausgestellt, dass die reinen Leucittephrite und ihre olivinführenden Glieder, ebenso wie die Nephelintephrite und ihre olivinführenden Verwandten einen hohen Grad von Selbständigkeit besitzen, während die auch der Zahl nach untergeordneten Gesteine dieser Familie, in denen Leucit und Nephelin nebeneinander auftreten, raschen und häufigen Wechsel in der relativen Menge dieser Gemengtheile besitzen, und daher vielfach in die einfacheren Formen übergehen. — Der Olivingehalt ist in dieser Familie bedeutungslos für alle andern Eigenschaften; mit dem Eintritt dieses Minerals oder seinem Ausfall ist anscheinend keinerlei weitere Veränderung in der Zusammensetzung und in der Structur verbunden. Es ist daher der Unterschied von Tephriten und Basaniten ein rein mineralogischer, er deckt sich weder mit einem geologischen, noch mit einem petrographischen Moment. Fast

ausnahmslos ist der Gehalt an Olivin ein wenig bedeutender. Es liegt in der Natur der Sache, dass seine Häufigkeit eine Abnahme des Alkaligehalts der Gesteine zur Voraussetzung hat; dem entspricht es, dass die olivinreichen Basanite stets feldspatharm sind und nur sehr selten Feldspath als Einsprengling führen.

Die normale Structur der Tephrite und Basanite, welche im Folgenden nicht scharf getrennt werden sollen, ist die porphyrische, und zwar herrscht allenthalben die holokrystallin-porphyrische Ausbildung. Die hypokrystallin-porphyrische Structur mit wechselnden Mengen einer meistens in braunen oder gelben Tönen, selten farblos durchsichtigen Basis scheint nach den bisher vorliegenden Beobachtungen besonders auf die peripherischen Theile von Strömen und Gängen beschränkt zu sein. Hier kann auch die Menge der krystallinischen Bildungen der Effusionsperiode so weit sinken, dass eine deutlich vitrophyrische Ausbildung eintritt, wie bei manchen kleinen Gipfelströmen des Vesuvs und bei vereinzelten Vorkommnissen des Kaiserstuhls. Die Basis solcher Gesteine ist meistens wasserfrei bis wasserarm (wasserreich ist die Basis eines Leucittephrits von der Mondhalde im Kaiserstuhl) und wird meistens stark von Salzsäure schon in der Kälte angegriffen. — Körnige, theralithische, ältere Ausscheidungen giebt Graeff als Einschluss in Tephriten des Kaiserstuhls an.

Die Reihenfolge der intratellurischen Ausscheidungen ist oft schwer zu verfolgen. Sicher gehören auch hier die Erze, der Apatit und der seltene Zirkon, sowie der Titanit, die Spinellide, der Perowskit, dann auch der Olivin der ältesten Periode der Gesteinsentwicklung an. Ebenso scheint die Glimmer- und Hornblendebildung, welche in den meisten Fällen nur als ein vorübergehender Zwischenact aufzufassen ist, derjenigen der Pyroxene, Feldspathe, Leucite und Nepheline vorauszugehen. Ihre Resorption dagegen kann, wie es den Anschein hat, bis tief in die Effusionsperiode hinein andauern und ist vielfach bei der endlichen Verfestigung des Gesteins noch nicht abgeschlossen. — Dass die Augitbildung jedenfalls früher beginnt, als diejenige von Leucit und Nephelin, ergiebt sich mit Sicherheit daraus, dass in sehr vielen Fällen, wo Augit reichlich als Einsprengling vorhanden ist, Leucit und Nephelin in dieser Form fehlen. Andererseits beweist der Umstand, dass Leucit (bei dem Nephelin wurde das nie beobachtet) sich idiomorph gegen den Augit abgrenzt und als Einschluss zumal in den peripherischen Theilen desselben vorkommt, dass die Augitbildung

wenigstens in die Periode der Leucitkrystallisation hinübergreift. Da nun Nephelin älter zu sein pflegt als Leucit, so muss dieses Verhältniss um so mehr auch für den Nephelin gelten. — Hauyn ist allenthalben älter als Nephelin und Leucit. — Da Augit in Hauyn, Nephelin und Leucit als Einschluss auftritt, und zwar nicht nur im Centrum, sondern auch in der Peripherie, so spricht auch das für eine lange Andauer der Augitausscheidung, ja, für deren Continuität bis zum Abschluss der Krystallisation der genannten Alkalialumosilicate, wenn man nicht annehmen will, dass die peripherischen Theile erst durch Fortwachsen in der Effusionsperiode entstanden, eine Annahme, die allerdings wenigstens für Leucit und Nephelin viel Wahrscheinliches hat. — Auch die Feldspathbildung beginnt sehr früh in der intratellurischen Periode der Tephrite und Basanite. Es ist sehr wahrscheinlich, dass die Anorthitausscheidung gleichzeitig mit oder noch vor der Augitkrystallisation anhebt. Analoge Verhältnisse, wie sie zwischen Leucit, Nephelin und Augit angegeben wurden, beweisen die Fortdauer der Feldspathausscheidung mit allerdings stetiger Zunahme der Acidität bis an den Schluss der intratellurischen Periode.

Diese Verhältnisse erklären es, dass in den Basaniten und Tephriten Olivin und Augit fast ausnahmslos, Feldspath überaus oft, Leucit weit seltener als Einsprengling auftreten. Dass der Nephelin in den Nephelintephriten noch seltener intratellurisch krystallisirte als der Leucit in den Leucittephriten, mag darin seinen Grund haben, dass die ersteren Gesteine fast allenthalben sehr arm an feldspathigen Gemengtheilen sind, und ausserordentlich gern in feldspatharme Basalte, Augitite und Limburgite übergehen. In den selteneren Fällen, wo Kalknatronfeldspath und Leucit einsprenglingsartig erscheinen, während der Augit fehlt, erwiesen sich die Gesteine stets sehr augitarm überhaupt, und aufmerksames Durchsuchen mehrerer Präparate liess dann oft aus vereinzelten Resten von Augiteinsprenglingen erkennen, dass intratellurische Individuen dieses Minerals während der Effusion resorbirt wurden.

Die winzigen Dimensionen der Grundmasse-Gemengtheile erschweren die Bestimmung der Altersreihenfolge in hohem Grade. Wo eine solche möglich war, liess sich das höhere Alter der Augite gegenüber den feldspathigen Gemengtheilen sicher erkennen. Dasselbe gilt für die seltenen Fälle, wo eine jüngere Generation von Olivin vorhanden war. — Die Anordnung der Grundmasse-Gemeng-

theile gegen einander und gegen die Einsprenglinge, ist oft eine fluidale. In erster Linie sind es die Feldspathleistchen der Grundmasse, welche die Fluidalphänomene zum Ausdruck bringen; seltener und unvollkommener geschieht es durch die Augitmikrolithe.

Structurformen, welche man bald eher als panidiomorphe, bald als hypidiomorphe charakterisiren möchte, oder welche zwischen beiden in der Mitte stehen, kommen bei Leucittephriten und Nephelintephriten vor, und entstehen offenbar durch das Verfliessen der intratellurischen und Effusionsperiode ineinander. Die Sommalaven, die Leucittephrite Latiums, die Nephelintephrite von Canaria und der Rhön (Poppenhausen) liefern Beispiele hierfür. Im Allgemeinen neigen die Leucittephrite mehr zu panidiomorph-körniger, die Nephelintephrite zu hypidiomorph-körniger Structur.

Als wichtigste Repräsentanten der **Leucittephrite** beziehungsweise **Leucitbasanite** wird man die Vesuv- und Sommalaven ansehen dürfen. Dieselben bestehen bei meistens holokrystallin- oder glasarm-hypokrystallinporphyrischer, selten vitrophyrischer Structur aus Leucit, Plagioklas, Augit, Olivin, Magnetit, Apatit und enthalten nur ganz selten Zirkon. Als verbreiteter accessorischer Gemengtheil ist Magnesiaglimmer (reichlicher in den Laven von 1737, 1805, 1809, 1866, 1868, 1872) zu erwähnen. Sinigallia giebt auch einmal Hornblende an. Sanidin, welcher in älteren Beschreibungen oft genannt wird, dürfte, wenn überhaupt vorhanden, doch selten sein; das Gleiche gilt für den Nephelin. Sodalith kommt wohl nur auf Klüften vor, nie im Gestein selbst. v. Lasaulx glaubt Granat in den Laven vom Frühjahr 1872 beobachtet zu haben und Sinigallia nennt ihn aus den Bimssteinen des Vesuvs. Die Leucite enthalten viel Glaseinschlüsse (dieselben sind theils braun, theils farblos in dem Erguss vom September 1871 nach Inostranzeff) und Augitmikrolithe. Die Einsprenglinge wechseln in den Laven der verschiedenen Eruptionen so, dass bald nur Olivin und Augit, bald neben diesen auch Plagioklas und Leucit vorkommen. Die Feldspathe ordnen sich, wie zuerst Vogelsang an einer Lava von Cisterna, dann auch Roth, der sie richtig als Plagioklase deutete, wahrnahm, öfters zu radialstrahligen Aggregaten, die fast das Aussehen von Leucitkörnern haben. — Die Menge des Olivin ist immer eine kleine, so dass nur wenige Ergüsse als eigentliche Basanite anzusehen sind. — Die vitrophyrischen Schlackenkrusten grösserer Ströme und die unbedeutenden Ergüsse am Gipfel und im Krater liefern das vorzüglichste Material für das Studium der mikrolithi-

schen und Wachsthumsformen der Olivine, Augite, Plagioklase und Leucite, sowie für trichitische Formen der Eisenerze*. — Fouqué erkannte zuerst mikroskopisch, dass in den Bimssteinen von Pompeji eine Glasform der Leucitlava vorliege. Er fand dieselben zusammengesetzt aus einer Glasbasis mit viel Leucitkrystallen, Sanidin mit Glaseinschlüssen, grünem Augit, brauner Hornblende, Magnetit, braunem Biotit und nicht ganz sicher bestimmtem Olivin. J. Roth fand dieselben Bimssteine, sowie solche von der Decke der Cisterna-Lava, Via Vecchia im Vallone di Pollena, Cupo dell' Olivello und Vallone Piscinale aus denselben Mineralien zusammengesetzt; nur fehlte der Amphibol und der Olivin, und er betont gegenüber der von Fouqué hervorgehobenen Einschlussfreiheit der Leucite, dass in diesem Mineral, wenn auch spärlich, Schlackeneinschlüsse vorkommen. Beide Forscher fanden keinen Plagioklas, dessen Fehlen höchst auffallend wäre. In Proben vom Pompeji, die ich untersuchen konnte, waren Feldspathtäfelchen nach M reichlich vorhanden, welche nach ihrer Auslöschung und ihrem Verhalten im convergenten polarisirten Lichte zum Anorthit gehören würden. — Auch Sinigallia giebt Plagioklas als spärlich an.

Nach Branco's Beschreibung müssen die Laven des Herniker landes, besonders diejenigen des Vulkans von Pofi zu den normalen Leucittephriten mit einem kleinen und sehr ungleichmässig vertheilten Olivingehalt gerechnet werden. Die Laven der übrigen Herniker Vulkane können wegen ihres geringen Plagioklasgehaltes als Übergangsformen zu den Leucititen angesehen werden. — Kalkowsky bespricht zwei wenig mächtige Ergüsse von etwas Olivin führendem Leucittephrit, welche bei der Tenuta Maglioni am Averner See Bänke im Tuffe bilden, und nach Doelter's Angaben über den Vulkan Monte Ferru in Sardinien findet sich Leucittephrit vom Typus der Vesuvlaven am Monte di Pozzo Maggiore. — Bucca beschreibt typische Leucittephrite von der Roccamonfina (Fortinelli, Galluccio, Fontanelle und San Martino), welche Einsprenglinge von Augit, Leucit und spärlichem Kalknatronfeldspath in einer glasreichen Grundmasse aus Augit, Leucit und Plagioklas enthalten. Das Verhalten des Feldspaths, sowie

* Interessant für petrogenetische Verhältnisse ist es, dass Franco in der Lava von 1872 Einschlüsse beobachtete, die er als Phonolith deutet. Sie enthielten in einer blasigen Glasbasis zahlreiche Mikrolithe von Sanidin, vielleicht auch Plagioklas, Augit und Erzkörnchen und Einsprenglinge von Sanidin, Nephelin, brauner Hornblende, Augit, etwas Biotit, Olivinkörnchen und Eisenerze.

die Angabe von einer hie und da kryptokrystallinen (er nennt sie mikrofelsitisch) Ausbildung der Glasbasis und spärlich vorhandenem Sanidin lassen auf höhere Acidität der Grundmasse schliessen.

Einen zweiten Typus der Leucittephrite — er heisse der phonolithoide — stellen die in allen Sammlungen verbreiteten Findlinge von Tavolato an der Via Appia dar. Dieselben wurden eingehend von Strüver untersucht, welcher idente Vorkommnisse auch in Blöcken im Puzzolan zwischen Grotta ferrata und Rocca di Papa auffand. Sie sind ärmer an Augit und enthalten Einsprenglinge von Augit, Melanit (in Körnern), Leucit, Plagioklas und Sanidin nebst reichlichem Hauyn in einer meistens holokrystallinen Grundmasse aus Augit, Aegirin, Leucit und Plagioklas, welche von einem Sanidinkitt zusammengehalten werden. Wo dieser fehlt, ist meistens auch kein Aegirin erkennbar und es drängt sich ein hellgraugelbliches Glas ein. Biotit und Titanit treten accessorisch auf, und in der Grundmasse findet sich in beträchtlicher Anzahl von kleinen Kryställchen ein reguläres Mineral, welches man für Melanit oder einen Spinell wird halten müssen.

Bezeichnen wir den Vesuvtypus als basaltoide, so gehören zu den basaltoiden Leucittephriten zahlreiche Vorkommnisse der Umgebung des Bolsener Sees, welche von C. Klein beschrieben wurden, so Sta. Trinità bei Orvieto, Monte di Bisenzio, Mezzano, Toscanella. Andere nähern sich durch das Fehlen des Plagioklas unter den Einsprenglingen und seine Spärlichkeit in der Grundmasse sehr den latinischen Leucititen, was ebenfalls die Beschreibungen von C. Klein bestätigen. Bei dieser Ausbildungsform erscheint oft der Hauyn unter den Einsprenglingen. Dieselben hauynführenden Leucitite mit nicht unbeträchtlichem Sanidinkitt in der Grundmasse finden sich bei Cività Cattolica. — Dem Leucittephrit der Rocca Monfina vergleicht C. Klein ein hauynhaltiges Vorkommen von Proceno im NW. des Sees. — Als eine eigene Gruppe betrachtet er die andesitischen Leucittephrite des Montalto, SW. vom Bolsener See nahe dem Meere.

Eine höchst eigenthümliche und abweichende Form von Leucittephrit zeigt ein Handstück mit der Fundortsangabe Orvieto. Intratellurische Ausscheidungen sind Augit, Leucit und Plagioklas. In der aus saurem Plagioklas, wahrscheinlich ziemlich viel Sanidin, Augit und etwas Glas bestehenden Grundmasse fehlt der Leucit vollständig. — Die systematische Stellung der von Tucci beschriebenen latinischen Peperine lässt sich wohl noch nicht mit Sicherheit angeben.

Zu den basaltoiden Leucittephriten gehören nach Bäckström's Darstellung die Laven von Vulcanello, deren Leucit vielleicht von Mercalli für Nosean gehalten wurde. Einsprenglinge von Augit, Labrador, Olivin und Magnetit liegen in einer feinkörnig holokrystallinen Grundmasse mit herrschendem Feldspath (Orthoklas und Oligoklas) und Pyroxen nebst Magnetit und Leucit. Glasreich sind die Laven an der Punta del Roveto. — Auch die Bimssteine der Insel sind leucithaltig, in höherem Grade als die Laven. — Am leucitreichsten erwies sich ein Auswürfling auf der Nordseite des äusseren Kraterabhanges, in dessen Grundmasse der Leucit bis zu 40% der Gesammtmasse beträgt. — Bäckström möchte das überraschende Auftreten von Leucitgesteinen auf den Liparischen Inseln dadurch erklären, dass er in den Vulcanello-Laven die effusive Gestaltungsform eines Magmas sieht, welches als Ganggestein zu Kersantit oder Minette geworden wäre. Er verweist darauf, dass die Schmelzversuche von Fouqué und Michel-Lévy, sowie eigene erwiesen haben, dass Biotitschmelzen als Gemenge von Leucit, Olivin, Spinell mit etwas Glas krystallisiren, dass offenbar zur Biotitbildung Wasser und Fluor gehöre. Auch auf die Absarokitreihe Iddings' wird hingewiesen, in welcher lamprophyrische Gangtypen mit tephritischen Effusivgesteinen zusammentreten. Eine ansprechende Speculation, die ihn allerdings wohl zu weit führt, wenn er glaubt, dass der Glimmerperidotit des Kaltenthals bei Harzburg (S. 345), wenn er sich als Effusivgestein gestalte, zu einem extrem leucitreichen Basalt werden müsse. Das Gestein würde nie Augit liefern können, sondern müsste ein Gemenge von rund 62% Olivin, 27% Leucit, 7% Spinell und 5% Rutil oder Anatas oder Pseudobrookit werden.

Nach Deecke ist die Mehrzahl der Monte Vulture-Gesteine zu den Nephelin-Leucittephriten zu stellen, so die Lava oberhalb Rio Nero, am Varco Gaudianella oberhalb S. Giorgio, die Gesteine auf der Höhe zwischen dem Kessel des Montecchio und Rione Imbaudina, die Lava im Rione Nocellato am Nordabhang des Vulture und viele andere.

K. Vogelsang untersuchte basaltoiden Leucitbasanit von der kleinen Kuppe auf der Ostseite des Felsberges und der Strasse von Daun nach Dockweiler in der Eifel.

Im Kaiserstuhl bei Freiburg im Breisgau kommen basaltoide Leucittephrite und Leucitbasanite in mannichfacher Ausbildung auf beiden Seiten des bei Burkheim mündenden Thales, in der Um-

gebung von Rothweil (am Eichberge, auf der Mondhalde, beim Kreuzle auf dem Kirchberge, am Henkelberge), spärlich auch an der St. Catharinenkapelle vor. Manche Abarten enthalten rothen Olivin unter den Einsprenglingen, andere (Kreuzle und Eichberg) führen reichlich Hauyn. Charakteristisch ist das absolute Fehlen des Biotits und der Hornblende, der Reichthum an Augit. Glasreiche Varietäten trifft man auf der Mondhalde. Aegirin kommt hie und da reichlich unter den Pyroxenbildungen der Effusionsperiode vor (Kreuzle), und ordnet sich dann gern kranzförmig um die Leucite. Nicht bestimmbar erwies sich ein oft reichlich in der Grundmasse auftretendes Mineral vom Aussehen des Titaneisenglimmers in Stäbchen und langgezogenen Blättchen, die sich gerne zu gestrickten Gruppen aggregiren. Mit brauner Farbe durchsichtig, ist es pleochroitisch zwischen braun und grün und gehört zu den jüngsten Bildungen der Effusionsperiode. Man könnte an Cossyrit oder Verwandtes denken. Dasselbe fehlt immer, wenn eine bräunliche Basis vorhanden ist, erscheint aber, sobald die Basis farblos oder das Gestein holokrystallin-porphyrisch wird. Der unfrische Zustand, zumal auch die reichliche Entwicklung eines optisch positiven Faserzeoliths in diesen Vorkommnissen erschwert ungemein die Bestimmung des gelegentlich darin auftretenden Nephelins. Bei der Zeolithisirung des Hauyn scheidet sich reichlich Calcit aus. — Graeff beschreibt einen vitrophyrischen Leucittephrit mit Einsprenglingen von Augit, Hornblende und Bytownit, welcher vor Ausscheidung des Leucits erstarrte.

In Böhmen finden sich Leucittephrite nach Bořicky's Darstellungen in einiger Verbreitung vor. Vorkommnisse von Sebusein. Kostenblatt und Walsch erwiesen sich nahe verwandt den Kaiserstühler Leucittephriten, doch sind sie hauynfrei und der Leucit ist meistens auf die Grundmasse beschränkt, welche fast immer holokrystallin ist. Hibsch giebt basaltoide Leucittephrite vom Plateau des Eichberges, W. Habendorf, vom Scheibenberg, Falkenberg, Dorf Dobern und seiner Umgebung, Hutberg und andern Punkten der Gegend von Tetschen an. Sie sind jünger als die Nephelin- und Hauyntephrite, ausgezeichnet porphyrisch durch Einsprenglinge von basaltischem Augit, von Magnetit und bisweilen von Andesin, mikroskopisch auch wohl Leucit und haben dieselben Mineralien als Gemengtheile der holokrystallinen Grundmasse. Nephelin und Biotit erscheinen accessorisch. Die Randfacies der Gesteine sind oft glasreich. — Graber charakterisirt diesen Typus

in den Brockentuffen der Tetschener Gegend als schwarz, porphyrisch durch Augit und Hornblende, sehr selten Plagioklas in einer Grundmasse aus Augit, Andesin, Leucit, Magnetit und Glas. — Clements beschreibt Leucittephrite vom Cebrischberg bei Radigau, an der SW.-Seite des Burgberges zwischen Melk und Merzdorf, von Dobrentz, Spitzberg bei Radowitz, Brodlar und Wickwitz.

Vitrophyrische Leucittephrite kommen nach Eichstädt bei Sandåkra in Schonen vor.

Ausserhalb Europas kannte man die Leucittephrite lange nur von Java. Sie wurden von Loriè und Behrens am Ringgit in Ostjava, von Verbeek und Behrens am Moerio (Verbeek schreibt Moeriah) in Mitteljava beschrieben. Am letztgenannten Vulkan ist die Mannichfaltigkeit der Typen eine sehr grosse. Neben normalem Leucittephrit finden sich nephelinführende, hauynführende und sanidinhaltige Abarten. — In neuerer Zeit fanden Curie und Flamand basaltoide Leucittephrite bei Aïn Tolba und in der Umgebung von Nemours in Algier. — Nach Hyland findet sich in dem Aschenfelde an der Südostseite des Kibo am Kilimandscharo ein Leucittephrit mit Einsprenglingen von Anorthoklas, dessen Grundmasse ein eng verfilztes Gewebe von vielen kleinen Leuciten, sehr schmalen Feldspathleisten, kleinen farblosen bis blassgrünlichen Augiten und Opaciten ist. Dazu kommt ein bräunliches glimmerähnliches Mineral. Dieses Gestein gehört nach der Beschreibung zu den phonolithoiden Leucittephriten.

Zu den basaltischen Leucittephriten mit zwei Leucitgenerationen gehören die von Lacroix beschriebenen Vorkommnisse der Gegend von Trapezunt. Ihre Augiteinsprenglinge haben Sanduhrbau und c hellgrün bis goldgelb, b blassgrün, a hellgelb bis goldgelb. Der Plagioklas (Oligoklas) gehört der Grundmasse an. Der Leucit zeigt keine Zwillingsstreifung und enthält oft kranzartig geordnete Einschlüsse von Plagioklas, der z. Th. in Christianit umgewandelt ist, bald als homogene Pseudomorphose, bei welcher die Zone (001) : (010) erhalten bleibt, bald in sphärolithischen Aggregaten. — Mit diesen Leucittephriten kommen Tuffe vor, welche sehr den latinischen Peperinen gleichen. Sie führen Leucit und Augit in Krystallen und Fragmenten, sowie Gesteinsbruchstücke in einem isotropen Kitt, der z. Th. ebenfalls in Christianit umgewandelt ist. Blöcke, die in dem Tuff vorkommen, bestehen aus Leucitit und mehreren Arten von Andesit.

Wichmann beschreibt Leucittephrit, der sich in einem Tuff in der Umgebung von Parang Lowe bei Makassar in Süd-Celebes findet.

Wie man palaeovulkanische Phonolithe kennen gelernt hat, so entdeckten Michel-Lévy und Lacroix auch einen culmischen Leucittephrit in der Gegend von Clermain (Saône-et-Loire). Er bildet einen Strom an der Basis einer Tuffformation und z. Th. zwischen den Tuffen und den Schichten mit *Sagenaria*, *Stigmaria*, *Sphenopteris dissecta* u. s. w. Einsprenglinge von Leucit und Biotit liegen in einer Grundmasse aus Augit, Plagioklas und viel Leucit der Effusionsperiode. Die Leucite beider Perioden sind in Albit umgewandelt. Durch seinen Biotitgehalt weicht dieses Gestein immerhin merklich von dem normalen Typus ab.

Hussak beschreibt normalen, basaltoiden Leucittephrit von palaeovulkanischem Alter als Gang in Granit bei dem Städtchen Xiririca im Ribeira-Thale, S. Paulo, Brasilien.

In dem Yellowstone National-Park und seiner Umgebung treten in Verbindung mit normalen Andesiten und Basalten Gesteine von meist basaltoidem Charakter als Gänge und Ergüsse auf, welche nach Iddings eine Reihe bilden, die er die Absarokit-Shoshonit-Banakit-Reihe nennt. Sie treten der Menge nach sehr zurück gegen die normalen Basalte und Andesite. Die gangförmigen Glieder der Reihe nehmen, auch bei grauer Farbe, stellenweise phonolithischen oder trachytischen Habitus an. Sie sind insgesammt bald porphyrisch, bald nicht, bald aphanitisch, bald phanerokrystallin. Charakteristisch ist ein Gehalt von Alkalifeldspath in der Grundmasse, der vielfach einen wachsähnlichen Glanz der Gesteine bedingt. Die basischen Endglieder der Reihe, die Absarokite, nach der Absaroka Range benannt, sind hauptsächlich durch den Reichthum an Olivin- und Augiteinsprenglingen und das Fehlen der Feldspatheinsprenglinge ausgezeichnet. Ihre Grundmasse wechselt von glasigem (braun) bis fast vollständig phanerokrystallinem Gefüge. Zu den Absarokiten gehört auch jenes sonderbare Gestein, welches A. Hague von dem Ishawooa Canyon, Wyoming, beschrieb und dessen Grundmasse aus Orthoklas und Leucit mit Augit, Olivin, Magnetit und viel Apatit besteht. Orthoklas und Leucit sind fleckenweise zusammengedrängt und nicht gleichmässig vertheilt. Die Orthoklase sind nach der Beschreibung gestreckt nach der Kante P/M, Karlsbader Zwillinge, und haben

einen Kern von Labrador. In chemisch diesem Ishawooa-Gestein verwandten Vorkommnissen ist der Leucit z. Th. mit Wahrscheinlichkeit nachweisbar, z. Th. deutet Analcim auf frühere Anwesenheit, z. Th. fehlt er entschieden und es werden hierher auch offenbar basaltische Gesteine mit nicht unbeträchtlichem Orthoklasgehalt gerechnet. — Die durch Zwischenglieder mit den Absarokiten verbundenen Shoshonite zeigen Einsprenglinge von Labrador, Augit und Olivin in einer grauen, wachsglänzenden, bald glasigen, bald phanerokrystallinen Grundmasse, die reich an Alkalifeldspath ist und in manchen Vorkommnissen auch Leucit enthält. Es kommen auch diese Formen ohne Einsprenglinge vor. Allenthalben ist der Feldspathgehalt höher, als in den Absarokiten. — Die Banakite treten vorwiegend in Gängen auf und sind sehr feldspathreich. Der Feldspath der Einsprenglinge ist auch hier Labrador, in der Grundmasse Orthoklas; der farbige Gemengtheil ist vorwiegend Biotit, untergeordnet Augit. Auch hier giebt es leucitführende Typen (Lavastrom von der SE.-Fork of Beaverdan Creek). Es treten auch quarzhaltige auf, aber immer mit geringem Quarzgehalt (nahe der Quelle des Stinkingwater River). Der Leucitgehalt tritt auch bei den Banakiten in der Grundmasse auf.

Das Gemeinschaftlich-Charakteristische der ganzen Reihe liegt chemisch in der Herrschaft des Kali gegenüber Natron und dementsprechend in dem Orthoklas der Grundmasse und seiner gelegentlichen Begleitung durch Leucit. Als verwandte Vorkommnisse werden von Merrill beschriebene Gesteine von Bozeman, Montana, angesehen.

Dass solche Typen mit herrschendem K_2O auch unter den Porphyriten des Saar-Nahe-Gebietes und anderer Gegenden auftreten, wurde oben angegeben.

Die Montana-Gesteine, auf welche Iddings zum Vergleich mit seiner Absarokit-Shoshonit-Banakit-Reihe hinweist und welche Merrill mikroskopisch untersuchte, wurden von Peale (The paleozoic section in the vicinity of the Forks, Montana U. S. geol. Survey. Bull. No. 110. Washington 1893) geologisch beschrieben. Dieselben bilden intrusive Lager in der Kreide der Counties Gallatin, Jefferson und Madison. Ein von Merrill mit Fragezeichen zu Basalt gestelltes Vorkommen von Fort Ellis am Bozeman Creek zeigt in dichter, dunkelgrüner bis schwarzer Grundmasse dichtgedrängte Einsprenglinge von Olivin und grünen, chromhaltigen Augiten. Die Grundmasse ist unter dem Mikroskop eine farblose, schwach doppel-

brechende Substanz mit rohradialer Structur, in welcher viel kleine Augitmikrolithe und Erzpartikel liegen. Sie macht den Eindruck, als sei sie eine entglaste Basis und zeigt das Verhalten und die Zusammensetzung eines Gemenges von Orthoklas und Plagioklas. — Im Cottonwood Creek ist ein solches Lagergestein, es wird Augitporphyrit genannt, grobporphyrisch durch grosse kohlschwarze Augite in einer fast holokrystallinen, im Liegenden und Hangenden sich bis zu braunem Glase verdichtenden Grundmasse mit Feldspathleisten, Augitmikrolithen, Schuppen von braunem Glimmer nebst viel Calcit und Chlorit. Plagioklas- und spärliche Olivineinsprenglinge zeigen sich erst unter dem Mikroskop. Die Structur ist stellenweise diabasisch-körnig. Das Gestein besteht nach Merrill etwa aus 58% Feldspath, 32% Augit, Olivin und Glimmer und 10%, anderer Gemengtheile. — An mehreren Punkten, so im Kreidesandstein zwischen South Boulder und Antilope Creek und an der Basis des Cambrium nördlich vom East Gallatin River treten verwandte Gesteine als hangende Grenzfacies von Intrusivlagern von Alkali-Glimmersyeniten auf. Am erstgenannten Orte hat das dunkelgraue (der Glimmersyenit ist röthlich) Grenzgestein eine Mächtigkeit von 15—20 Fuss. Wieder liegen zahlreiche, vollendet idiomorphe Augite und Olivine nebst zahlreichen braunen Biotitblättchen in einer anscheinend holokrystallinen Grundmasse, die auch hier nach einer Analyse etwa die Zusammensetzung eines Orthoklas-Plagioklasgemenges hat. — Ganz ähnlich sind die Verhältnisse an der zweiten Localität, nur dass hier die Grundmasse sehr reich ist an langgestreckten Biotitblättchen, die sich z. Th. zu einem dichten Filz verbinden. — Die beiden letzten Fundorte, welche diese Gesteine als eine theralithische oder lamprophyrische Grenzfacies von Alkalisyeniten darstellen, fixiren die verwandtschaftlichen Beziehungen der Gruppe, falls diese Montana-Gesteine wirklich mit der Absarokit-Shoshonit-Banakit-Reihe Beziehungen haben.

Die **Nephelin-Tephrite** und **-Basanite** scheinen ihre mannichfaltigste und reichlichste Entwicklung auf den Canarischen Inseln zu finden. Die olivinfreien Glieder dürften die herrschenden sein. Man kann auch bei ihnen einen basaltoiden und einen phonolithoiden Typus unterscheiden, von denen wieder der erstere der häufigere zu sein scheint. Dieser kommt in hypidiomorph-

körniger Structur am Salto del Castellano auf Gran Canaria mit schon für die Loupe erkennbarem Korn vor. Das Gestein, welches die reine und normale Zusammensetzung zeigt, wenn man von den häufig im Augit eingewachsenen Biotitblättchen und selteneren Amphibolsäulchen absieht, verdanke ich der Freundlichkeit des Herrn Prof. Salv. Calderon in Madrid. Nur durch viel feineres Korn und selbständig auftretenden Biotit, sowie durch Übergang zu porphyrischer Structur unterscheidet sich hiervon der Tephrit von einer Klippe nordöstlich von S. Andrés auf Tenerife und ein Vorkommen von La Culata auf Canaria. Alle übrigen mir bekannt gewordenen Vorkommnisse (Morro del Pico del Guanche mit viel Titaneisenglimmer, Fuente de la Cueva Blanca ebenso, Risco de la Pila, Bocca del Tauze, Morro del Cedro u. a. O.) besitzen ausgeprägt porphyrische Structur bei meistens holokrystalliner, selten hypokrystalliner und dann glasarmer Ausbildung. Die Menge des Nephelins ist selten bedeutend und somit Übergänge in Basalte, beziehungsweise Hornblendebasalte häufig. — Der phonolithoide Typus wird durch Vorkommnisse von der Punta del Sombrero (mit reichlichem blauem Hauyn), vom Pico del Pozo de las Nieves (mit gelbem Hauyn) u. a. auf Canaria vertreten. Die Gesteine enthalten in wechselnden Mengen Amphibol und Hornblende als Einsprenglinge, daneben gern etwas Titanit. Diese Mineralien fehlen einem Vorkommen von der Fuente del Risco Blanco auf Tenerife, welche sich durch den Eintritt des krappbraunen und blauen, eventuell dem Cossyrit zuzurechnenden Minerals in der Grundmasse und das Zurücktreten des Plagioklas gegen Sanidin sehr den Phonolithen nähert. Die nahe Verwandtschaft dieser Gesteine mit den Hauynandesiten (S. 909) liegt auf der Hand. Es wäre vielleicht naturgemäss, sie geradezu mit diesen zu vereinen. — Die Handstücke der besprochenen canarischen Felsarten wurden mir in liebenswürdigster Weise von Herrn Prof. K. v. Fritsch verehrt.

Aus der Rhön wurden Nephelintephrite zuerst von F. Sandberger unter dem Namen Buchonit beschrieben. Dieselben stammten vom Calvarienberg bei Poppenhausen, vom Goldloch in der Nähe des Dörrenhofs und von der Abtsröder Höhe bei Gersfeld. Nach der Beschreibung Sandberger's bestehen diese Buchonite aus einem krystallinen Gemenge von Nephelin, Plagioklas, Augit, Magnetit und Apatit in geringer Menge, aus welchem sich Hornblende und Magnesiaglimmer gewöhnlich durch etwas grössere Dimensionen abheben. Spärlich findet sich accessorischer Hauyn. Gesteine,

welche annähernd dieser Beschreibung entsprechen, wurden mir durch die Güte des Herrn Frantzen von einer kleinen Kuppe nordöstlich von dem Calvarienberge (sie heisst Langehansküppel) bekannt. Die Structur hat wenig oder überhaupt kaum einen porphyrischen Charakter und nähert sich der hypidiomorph-körnigen. Die stark zerfressenen Biotitfetzen sind oft zu Reihen parallel geordnet und wohl Resorptionsrelicte früherer grösserer Individuen. Sie herrschen bald gegenüber dem Amphibol, bald ist das Verhältniss umgekehrt. Augit ist nur in Mikrolithenform ausgebildet, aber reichlich vorhanden. Der farblose Untergrund, von welchem sich diese Gemengtheile abheben, besteht aus einem gleichmässig körnigen Gewebe von gestreiftem Feldspath, mehr oder weniger zeolithisirtem Nephelin und ungestreiftem Feldspath. Wo der Plagioklas und Nephelin in idiomorpher Begrenzung ausgebildet sind, erscheint der Sanidin als eine Art Kitt und ist evident der jüngste Gemengtheil. Schnitte, welche auf Hauyn zu deuten sind, finden sich im Ganzen spärlich, ebenso Titanit. Die gleiche Zusammensetzung haben Gesteine, welche, durch Handel bezogen, von der Kapelle des Calvarienberges stammen sollen. — Proben vom Südabhang des Calvarienberges sind bei ebenfalls angenähert hypidiomorphkörniger Structur frei von Amphibol und Biotit und enthalten statt dieser Mineralien und der Augitmikrolithe grosse Individuen von grünem Augit. Sie führen ebenfalls neben zeolithisirtem Nephelin Plagioklas in subparallel geordneten Leisten und recht reichlich Sanidin. Hauyn und Titanit kommen auch hier spärlich vor. Isotrope Flecken in beiderlei Gesteinen scheinen Analcim zu sein. Diese Gesteine stehen also etwa inmitten von echten Nephelintephriten und Phonolithen. Felsarten, die mit dem Buchonit von Langehansküppel übereinstimmen, sammelte Herr Frantzen am Graskopfe bei Poppenhausen und am Stellberg bei Klein-Sassen; solche, die mit dem Gestein vom Südabhang des Calvarienberges stimmen, finden sich bei Haselstein unfern Hünfeld.

Bücking, welcher die jüngeren Eruptivgesteine der Rhön und der Gegend südwestlich vom Thüringer Wald untersuchte, gliedert die Tephrite in hornblendehaltige und hornblendefreie. Zu den ersteren würde der Buchonit Sandberger's gehören. Die hornblendefreien haben hier, wie auf den Canarischen Inseln, bald phonolithoiden, bald basaltoiden Habitus. Beschrieben werden Vorkommnisse vom Kleienberg und Kirschberg bei Rasdorf, Leimbach bei Eiterfeld, Rückersberg bei Hünfeld, Wieselsberg NO. Rosbach

bei Hünfeld, Stoppelsberg bei Neukirchen, Burg Landeck, Löhchen bei Schenklengsfeld, Schorn NW. Dermbach. — Nephelinbasanite beschreibt derselbe Verfasser, theils hornblendeartig, theils hornblendefrei von Steinsburg bei Suhl, Horn bei Rossdorf, Hundskopf bei Salzungen, Appelsberg, zwischen Wieselsberg und Appelsberg, vom westlichen Abhang des Appelsbergs und vom Schenkelsberg bei Hünfeld, Bühlchen und Kleines Bühlchen NW. Oberbreitzbach, Trumbachsköpfchen und Pfaffenstrauch bei Schenklengsfeld, Forsthaus Leibolz bei Eitersfeld, Winterliede zwischen Steinbach und Burghaun, Kuppe S. Rotenkirchen, Lieshauk bei Maunsbach, Helleberg, Hübelsberg, Gehülfenberg, Buchwald und Dachberg bei Rasdorf, Landwehr, zwischen Spielberg und Mittelberg und W. Wiesenberg bei Geisa, Zellerkopf im Geisaer Wald, im Stöcking bei Öchsen, Eselskuppe SW. Vacha, N. Vitzerode bei Vacha, Poppenkopf. — Hierzu kommen durch Möller die Fundorte Linsberg auf Gemarkung Hofaschenbach, Kreis Hünfeld, wo Sanidin- und Hauynhaltiger Nephelintephrit mit basaltoidem Nephelinbasanit und Phonolith auftritt, und Ulmenstein, ebenda, z. Th. in Limburgit übergehend. — Eine grosse Anzahl von Fundorten aus der südlichen Rhön liefert Lenk, der die Gesteine z. Th. glasfrei, z. Th. glashaltig fand. — Nach Thürach und Pröscholdt gehört zu den basaltoiden Nephelinbasaniten die Decke des Grossen Gleichberg auf Blatt Römhild, nach Pröscholdt die sich sehr den Basalten nähernden, nephelinarmen Gänge an der Kuppe des Ottilienberges und des Vorderen und Hinteren Feldsteins auf Blatt Themar. Die Olivinfels-Einschlüsse des erstgenannten Fundortes enthalten Plagioklas in nicht geringer Menge und zeigen dynamische Phänomene. Ausserdem führt das Gestein Quarzbrocken und granitische Einschlüsse, deren Glimmer verschwunden ist, die aber dafür Spinell enthalten. — Bornemann giebt das Gestein vom Lauderskopf und Kupfergruben bei Frauensee und vom Königsrain bei Dippach an.

Als Basanitoide bezeichnet Bücking Gesteine, in denen der Nephelin fehlt, welche aber eine mit Säuren gelatinirende, sehr natronreiche Basis besitzen, die den Nephelin gewissermaassen ersetzt. Solche Gesteine beschreibt er von der Stoffelskuppe bei Rossdorf, 1500 Schritt S. Bremen O. Geisa, Hubenberg bei Buttlar, Schorn bei Dermbach, Stallberg bei Rasdorf, Mauersberg zwischen Rasdorf und Hünfeld. — Analoge Vorkommnisse unter den Tephriten möchte er als Tephritoide bezeichnen. — Zu den hornblendehaltigen Basaniten glaubt Bücking auch mit einiger Wahrscheinlich-

keit die Hornblendebasalte Gutberlet's stellen zu können. Jedenfalls sind die Hornblendebasalte den Basaniten nahe verwandt, wie ja auch Sommerlad's Untersuchungen ergaben.

Aus der Eifel gehören hierher nach K. Vogelsang Barsberg bei Bongard, Arensberg, westlich von Stroheich, Aremberg und Casselberg bei Horperath. — Aus dem südöstlichen Vogelsberg gehört nach Sommerlad das Gestein von Gunzenau zu den normalen Nephelintephriten, aus Hessen nach Oebbeke von Blatt Niederaula und Neukirchen die Gesteine von der Stellerskuppe, Krötenkopf, Eisenberg, Erlenbach, Ziegenberg, Stöcker-Haide, Siebertsberg, Sebbel, Görzhain u. a., sämmtlich reich an Feldspath; dagegen feldspatharm Kronberg u. a. — Nach Chelius enthalten in der Grundmasse, aber nicht unter den Einsprenglingen Hornblende die feldspathreichen, mässig nephelinführenden Gesteine von Schönberg, gegenüber der Villa von Gerk (Gang in Augengneiss), von Seeheim, Südabhang der Ludwigshöhe (Gang in Gneiss) im Odenwald, feldspathärmer, nephelin- oder hornblendereicher sind die Vorkommnisse von Eisenbach an der bayrisch-hessischen Grenze, von Mittlechtern (mit viel Graniteinschlüssen) und vom Häsengebirge bei Urberach.

Bei den Nephelinbasaniten der Canarien und von der Rhön sinkt der Gehalt an Feldspath und Nephelin nicht selten auf sehr geringe Mengen herab, so dass die Gesteine mehr und mehr in die Limburgite hinübergreifen. Solche Übergänge liegen offenbar bei vergleichender Berücksichtigung der Angaben von Sommerlad und Sandberger bei dem überaus einschlussreichen Nephelinbasanit von Naurod bei Wiesbaden vor; Zirkel und Sommerlad konnten keinen feldspathigen Gemengtheil darin nachweisen. Sandberger fand darin spärlichen Plagioklas und local ausgeschiedenen Nephelin. Die von ihm untersuchten Proben wurden von Salzsäure unter starker Gallertbildung zersetzt, während Sommerlad kaum ein Gelatiniren beobachtete. Die Einschlüsse dieses Nephelinbasanits und die an denselben hervorgerufenen Veränderungen werden von Sandberger eingehend beschrieben. Dieselben zeigen viel Verwandtes mit den Einschlüssen der rheinischen und siebengebirgischen Basalte und deuten auf das Vorhandensein einer Gneiss- und Glimmerschieferformation unter dem Taunus. — Ähnlich schwankend scheint die Zusammensetzung des an feldspathigen Gemengtheilen armen, von Al. Siegmund als Nephelinbasalt, von R. Scharitzer als Nephelinbasanit (der Feldspath ist Anorthit) beschriebenen, biotitführenden Vorkommens aus dem Culm von Ottendorf im Troppauer Bezirke. Österreichisch-Schlesien, zu sein.

In sehr weiter Verbreitung müssen sich nach Bořicky's Beschreibungen die Nephelintephrite in Böhmen vorfinden. So dürften die weitaus meisten seiner Phonolithbasalte hier einzureihen sein. Die Vorkommnisse von Boschkowitz und vom Gänseberg bei Garditz zeigen recht nahe Verwandtschaft mit den canarischen Tephriten. Einsprenglinge von rothem Augit und randlich resorbirtem Amphibol nebst Hauyn liegen in einer holokrystallinen Grundmasse aus grünem Augit, Plagioklas und Nephelin. Magnetit ist recht reichlich, Apatit in dicken pleochroitischen Säulen vorhanden. — Auch Nephelinbasanite mit bald spärlichem, bald reichlicherem Olivingehalt, gelegentlich auch mit Hauyn und Titanit (der sog. Basalt vom Strizowitzer Berg), sind unter den böhmischen Gesteinen vorhanden.

Hansel beschrieb Nephelintephrite vom Trommelberg, Weseritzer Schlossberg, Vogelherdberg und Schlossberg, Nephelinbasanite vom Radischer Berg, Ziegenberg, Pollinkerberg und Chlumberg in der Gegend von Weseritz und Manetin in Böhmen. — Stelzner (L. J. B.-B. II. 1882. 419) giebt den Tölz zwischen Niemes und Gabel als Fundort an.

Werthvolle Aufschlüsse über die böhmischen Tephrite verdanken wir Hibsch. Er giebt Nephelintephrite vom linken und rechten Ufer des Dobrankabaches, vom Nordabhang des Hutberges, vom Wege Birkigt—Dobern, von Habendorf, Kolmer Scheibe, Schichenberg (der unterste von drei Strömen) u. a. O. der Gegend von Tetschen an. Sie haben bei trachytischer, holokrystallin-porphyrischer Structur Einsprenglinge von Magnetit, gelbbrauner Hornblende, Aegirinaugit oder basaltischem Augit, sehr selten Orthoklas in einer Grundmasse von Magnetit, Augit, Oligoklas, Nephelin mit accessorischem Biotit, Leucit, Hauyn, Olivin und selten mit Glas. Im Dobrankathal findet sich eine glasreiche Randfacies nur mit Ausscheidungen von Magnetit und Aegirinaugit.

Es kommt auch eine Ausbildungsform vor, in welcher der Nephelin fehlt. Das Gestein besteht dann aus 3 % Magnetit, 25 % Aegirinaugit, 70 % corrodirter Hornblende, Oligoklas in Leisten und nur in einer Generation und etwas Orthoklas. Hibsch nennt solche Gesteine andesitische Tephrite. Sie finden sich mehrfach bei Tetschen. — In der Decke am Schichenberge finden sich faustgrosse Concretionen von Hornblende und von Augit, oder auch von Biotit, oder endlich von Augit mit Orthoklas und Apatit oder Hornblende und Nephelin. Diese alten Ausscheidungen sind von einer Natrolithschale umgeben und fallen leicht aus dem Gestein

heraus. — Den Typus der andesitischen Tephrite wies auch Graber in den Brockentuffen der Gegend von Liebwerd-Tetschen nach.

Einen Typus **Hauyntephrit** begründet Hibsch auf die Combination des Plagioklas mit einem Mineral der Hauynfamilie. Dahin gehört eine Decke im Brockentuff des Dobrankathals bei Birkigt SO. Tetschen und Blöcke im Brockentuff der Kolmer Scheibe, in welcher statt Hauyn Sodalith erscheint. Diese Gesteine gehören entschieden zum phonolithoiden Tephrittypus und werden von Graber auch phonolithähnlicher Tephrit genannt. Sie sind lichtgrau und führen nach Hibsch Einsprenglinge von spärlichem, stark corrodirtem Amphibol, grünem Aegirinaugit, Feldspath und Hauyn in einer Grundmasse aus Oligoklas, oft mit etwas Leucit. Aegirinaugit, Magnetit, Titanit und Apatit, der Nephelin dieser Gesteine, wenn vorhanden, liegt in den Zwickeln der Feldspathe. — In den Brockentuffen giebt Graber Nosean (in Zeolithe umgewandelt), gleichaltrig mit dem Augit, Titanit und Feldspath (zunächst in Analcim und dann in eine trübe erdige Masse sich umwandelnd) als Einsprenglinge an. Die Grundmasse besteht vorwiegend aus Feldspath mit spärlichem Augit, viel Magnetit. Structur holokrystallin-porphyrisch. Der Feldspath ist Sanidin. Als Reihenfolge der Ausscheidungen wird gegeben: Apatit, Magnetit. Augit und Hornblende, Nosean und Titanit, Labrador mit Oligoklashüllen und Sanidinmänteln. — Verwandtes liegt mir vor von Kostal und Kl. Priesen. Hierher gehören die Hauynandesite von S. 909.

Am Kaiserstuhl gehören die Nephelintephrite zu den verbreitetsten Gesteinen und fallen leicht durch ihre hellgraue Farbe und den Reichthum an Augiteinsprenglingen auf, die stets nach der Querfläche tafelförmig sind.

Nach der Beschreibung Möhl's würden Nephelintephrite auch in der Ober-Lausitz bei Schadewalde, NO. von Marklissa, und am Hainschnür bei Schasdorf, sowie am Bühlberge bei Bühl, S. von Zwickau vorkommen. Ihre Verbreitung in diesem Gebiete wurde durch die sächsischen Landesgeologen nachgewiesen, so vom Kottmar (hier mit Einsprenglingen von rhombischem Pyroxen, welche von Augit umhüllt werden), Hirschberg, Lerchenberg, Hölzelberg und Röschelberg in Kuppen, südlich und südöstlich vom Kottmar als Decke, südwestlich von Herrnhut als Gang. — Hazard verfolgte sie beiderseits der sächsisch-böhmischen Grenze. Hierher gehören die Decken von Neugersdorf—Alt-Eibau—Leutersdorf und von Seifhennersdorf—Warnsdorf mit dem Finkenhübel, die Schönborner

Platte mit ihren Annexen, die Decke des Rauchberges, südlich von Ehrenberg, die Quellkuppe des Beerberges, östlich Altgersdorf, der Kaspersberg bei Warnsdorf, Kuppen nördlich Schönlinde, und westlich und östlich von Georgswalde. — Im Gegensatz zu den olivinführenden Deckengesteinen sind hornblendehaltig die „Stielbasalte" von Sieberhalle, westlich Warnsdorf, Frenzelberg südwestlich Seifhennersdorf und viele andere. Diese führen weit mehr Erze und enthalten intratellurischen Hauyn in blauen Kryställchen. Fragmente des durchbrochenen Granits sind häufig eingeschlossen. Dass Übergänge zwischen den Decken- und Stielgesteinen vorkommen, ist selbstverständlich. Bemerkenswerth ist die Beobachtung von Hazard, dass, wenn die „Stielbasalte" nicht holokrystallin sind, der Nephelin fehlt. Die Gesteine gehören dann zu den hornblendeführenden Feldspathbasalten. — Nach Beck sind auf Blatt Sebnitz-Kirnitzschthal nephelinarm die Basanite des Kirchhübel (glasreich), Pinsenberg u. a., nephelinreich diejenigen vom Grossen Winterberg (glasreich) und Kleinen Pohlshorn.

Zwischen Leucittephriten und Nephelintephriten vermittelnd steht die Mühlsteinlava von Niedermendig, deren Handstücke bald vollkommen leucitfrei, bald leucitreich sind. Neben den bekannten grossen blauen Hauynen, die ich für Fremdlinge halte, finden sich offenbar authigene mikroskopische Individuen in sehr ungleicher Vertheilung.

Unter den Glacialgeschieben der norddeutschen Tiefebene werden Nephelin-Basanite beschrieben von Haas (Kiel, Plön, Heide, Flensburg, Apenrade, Fehmarn), Geinitz (Sternberg, Zarrenthin und Rothenmoor in Mecklenburg), Neef (Heckelberg bei Eberswalde) und Klockmann (Segeberg, Eberswalde, Schwerin, Vorsfelde in Braunschweig). Es sind basaltoide Basanite mit Olivin- und Augiteinsprenglingen und mit holokrystallin-porphyrischer Structur. Mit farbloser Glasbasis voll trichitischer Ausscheidungen bespricht sie Geinitz von Satow, Mieckenhagen und Sternberg. Die Heimath dieser Geschiebe sucht man bei Sösdala unfern Möllberg, Annaklef unfern Hör, und Hagsta Bjar in Schonen. — Vitrophyrische Nephelinbasanite kommen nach Eichstädt's Darstellung, der sie Basalte nennt, bei Hästhallarne, holokrystallin-porphyrische am Bosjökloster in Schonen vor.

Sabatini hat in den Tuffen von Ventotene (Ponza-Inseln) nephelinreichen Tephrit aufgefunden; schon Doelter erwähnte ihn als unsicher.

Osann beschreibt normale, basaltoide Nephelinbasanite vom Cabeço de la Tia Laura und dem Cabezito de la media legua bei Carthagena. Die Gesteine enthalten Einschlüsse von Cordierit und Quarz mit den bekannten Augitkränzen.

Yarza bespricht als Tephrit ein Gestein von Zeidua in Biscaya, welches mit den pyrenäischen Ophiten zusammen auftritt. Die Beschreibung und Abbildung erinnert an Amphibol-Theralithe. Neben brauner Hornblende ist Biotit vorhanden, die Pyroxene fehlen ganz.

In der Serra de Monchique (Praia do Asnado) treten auch normale Tephrite mit Einsprenglingen von Amphibol und Augit in allotriomorph-körniger Grundmasse aus grünem Augit, Plagioklas und Nephelin auf.

Toula giebt basaltoiden Nephelintephrit von Dautli im östlichen Balkan an.

van Werveke beschreibt normale basaltoide Nephelinbasanite von der Insel Palma. Selten scheint hier Tephrit vorzukommen, welchen der genannte Verfasser hauynführend fand. Die Einsprenglinge sind Hornblende mit Resorptionsrändern, Plagioklas und nur vereinzelt Augit, welcher dagegen sehr reichlich in der Grundmasse neben Plagioklas und Nephelin auftritt. — Sauer beschreibt ein verwandtes, gleichfalls hauynhaltiges Gestein vom Campanario aus dem südlichen Theil der Insel Palma.

Doelter unterscheidet bei den Tephriten der Inseln des Grünen Vorgebirges phonolithähnliche und basaltähnliche Formen. Die ersteren, welche am Kamm zwischen dem Covakrater und Pico da Cruz, und am Ribeirão das Patas auf S. Antão auftreten, sind nephelinreich und enthalten neben Einsprenglingen von Augit, der oft von Biotit, selten von Amphibol begleitet wird, Hauyn in oft bedeutender Menge. Die Grundmasse besteht aus Nephelin, Plagioklas und Augit. — Die basaltoiden Formen, welche sich am Pico do Antonio im Thalkessel dos Orgãos auf S. Thiago finden, gehen in Basanite über. — Ein hornblendereiches, dem Buchonit ähnliches, Vorkommen wird von Praia auf S. Vicente erwähnt.

Auf Fernando de Noronha kommt hypidiomorpher Nephelinbasanit von normaler Zusammensetzung neben Nephelinit vor. In ersterem fand Williams einen grobkörnigen Einschluss, der aus Olivin und Enstatit bestand, also eine Art Olivinfels. — Osann beschreibt aus der südtexanischen Kreide phonolithoide Nephelinbasanite mit hypokrystallin-porphyrischer Structur, welche Kuppen und Hügel bilden und andere Vorkommnisse aus den Viejo Mts.

in Texas. — Stelzner beschreibt einen deckenförmig über Sandstein westlich von der Laguna Blanca bei der Puerta im Quellgebiet des Belen, Provinz Salta in Argentinien vorkommenden Nephelinbasanit*.

Nach Vélain durchbricht Nephelintephrit gangförmig auf der Insel St. Paul den Liparit. Die Zusammensetzung ist sehr eigenthümlich. In einer gelblichen, mit Magnetitkörnchen und Oligoklasmikrolithen durchsäeten Basis liegen Einsprenglinge von grünem Augit, Sanidin in Karlsbader und Bavenoer Zwillingen, und reichlicher Anorthit mit Einschlüssen von Augitmikrolithen, Glaseiern und Nephelin, welch letzterer auch selbständig vorkommt. Das Gestein enthält überdies reichlich Tridymit, der stets von einer grünlichen, serpentinähnlichen Substanz eingehüllt wird. Dieselbe löst sich in Salzsäure und wird ebenso, wie der Tridymit, für secundär gehalten.

Mügge beschreibt normalen Nephelintephrit mit Einsprenglingen von Amphibol mit Resorptionsrändern, Augit, und sehr fein zwillingsgestreiften Plagioklas aus der Umgebung des Maeruberges bei Gross-Aruscha und vom Abhang des Hochlandes von Nanja gegen die Ebene von Ngaruka im Massai-Lande, Südostafrika. Das Gestein enthält etwas Titanit. — Nephelinbasanit wurde in Geschieben in der Ebene von Aruscha angetroffen.

Tenne beschreibt Nephelintephrit vom Berge Elmis im Somalilande.

Rinne bespricht einen grauweissen Tuff vom Dachberge bei Rasdorf in der Rhön als wesentlich aus Fragmenten von Nephelintephrit bestehend; die Analyse deutet mehr nach Trachyt hin.

---

* Zu den Nephelintephriten gehören vielleicht auch Gesteine, welche Zirkel (Micr. Petrogr. 1876. 255—258, Auszug in Ber. d. K. sächs. Ges. d. Wiss. 1878. 236) von den Hügeln zwischen Haw's und Reed's Station am Carson River, Südende der Kawsoh Mts., von dem Fortification Peak, Col., und von Fortification Rampart, Elkhead Mts. beschreibt. Sanidin tritt reichlich auf und überwiegt gelegentlich den Plagioklas. Olivin wird ebenfalls aus einem Vorkommen angegeben.

III. A. 8. Die Familie der Leucit-Gesteine.

Literatur.

H. Behrens, Die Gesteine der Vulkane von Java. Natuurk. Verh. Kon. Akad. Amsterdam 1887. XXIII.

Em. Boficky, Petrographische Studien an den Basaltgesteinen Böhmens. Prag 1873. (Arbeiten der geolog. Abtheilung der Landesdurchforschung Böhmens. Th. II.)

Lor. Bucca, Il monte di Roccamonfina. Boll. Com. geol. Roma. 1886. No. 7 u. 8.

C. Chelius, Erläuterungen zu Section Messel der geolog. Specialkarte des Grossherzogthums Hessen. Darmstadt 1886.

— Mittheilungen aus den Aufnahmegebieten. Notizblatt d. Ver. f. Erdk. Darmstadt. IV. Folge. Heft 8. 28.

— Basaltähnliches Gestein vom Häsengebirge bei Urberach. Notizblatt d. Ver. f. Erdk. Darmstadt 1891. IV. Folge. Heft 12.

J. Morgan Clements, Die Gesteine des Duppauer Gebirges in Nordböhmen. Jahrb. k. k. geol. R. 1890. XL. 317.

J. Curie et G. Flamand, Etude succincte sur les roches éruptives de l'Algérie.

T. W. Edgeworth David and W. Anderson, The leucite basalts of New South Wales. Records Geol. Survey of New South Wales. Sydney 1890. I. 153—172. L. J. 1892. I. 316.

C. Doelter, Die Producte des Vulkans Monte Ferru auf Sardinien. Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien 1878. XXXIX.

— Die Vulkane der Capverden und ihre Producte. Graz 1882.

Fr. Graeff, Zur Geologie des Kaiserstuhlgebirges. Mitth. Gr. Bad. geol. Landesanst. 1892. II. 410.

Arn. Hague, Note on the occurrence of a leucite-rock at the Absaroka Range. Wyoming Territory. Amer. Journ. 1889. XXXVIII. 43.

J. Hazard, Erläuterungen zu Section Kühnhaide-Sebastiansberg der geolog. Karte von Sachsen. Leipzig 1887.

J. E. Hibsch, Erläuterungen zur geolog. Specialkarte des böhmischen Mittelgebirges. T. M. P. M. 1896. XV. 201.

E. Hussak, Die basaltischen Laven der Eifel. S. W. A. LXXVII. April 1878.

— Über brasilianische Leucitgesteine. L. J. 1892. II. 146.

J. P. Iddings, Absarokite-Shoshonite-Banakite-Series. Journal of geology. III. 935. Chicago 1895.

J. W. Judd, On the discovery of leucite in Australia. Min. Mag. 1887. VII. No. 35. 194.

A. Lacroix, Sur l'existence de roches à leucite dans l'Asie mineure. C. R. 1890. CX. 302. (L. J. 1891. I. 267.)
— Sur les roches à leucite de Trébizonde (Asie-Mineure). Bull. Soc. géol. Fr. 1891. (3.) XIX. 732.
W. Lindgrén, Eruptive rocks from Montana. Proceed. Cal. Acad. Sc. (2.) III. 39. 1890.
G. Mercalli, Osservazioni petrografico-geologiche sui vulcani Cimini. Rendic. R. Istit. lombardo. 1889. (2.) XXII. fasc. 3.
H. Möhl, Die Basalte der preussischen Ober-Lausitz. Abhdlgn. der naturf. Ges. in Görlitz. 1874. XV.
— Die südwestlichsten Ausläufer des Vogelsgebirges. XIV. Bericht des Offenbacher Ver. f. Naturkunde. 1874.
— Die Basalte und Phonolithe Sachsens. Nova Acta d. K. Leop.-Carol. Deutschen Akad. d. Naturf. Dresden 1883. XXXVI. 4.
— Einige neu aufgefundene Hauynbasalte. L. J. 1874. 687 sqq.
J. W. Retgers, Mikroskopisch onderzoek van gesteenten uit Nederlandsch Oost-Indië. Jaarb. v. h. Mijnw. in Nederl. Oost-Indië. 1895.
F. Rinne, Über norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1892. Berlin 1893.
A. Sauer, Erläuterungen zu Sectionen Kupferberg und Wiesenthal der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1882 u. 1884.
Fr. Schalch, Erläuterungen zu Section Johanngeorgenstadt und Dippoldiswalde-Frauenstein der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1885 u. 1887.
L. Schulte, Geologische und petrographische Untersuchungen der Umgebungen der Dauner Maare. Verhdl. d. naturf. Ver. Bonn 1891. XLVIII. 174.
H. Sommerlad, Über Nephelin- und Leucitbasalt im Vogelsberg. L. J. 1884. II. 221.
V. Steinecke, Über einige jüngere Eruptivgesteine aus Persien. Halle 1887. (L. J. 1889. I. -438-.)
Gio. Strüver, Studi petrografici sul Lazio. Memorie R. Accad. Lincei. Roma 1877.
R. D. M. Verbeek und R. Fennema, Neue geologische Entdeckungen auf Java. L. J. B.-B. II. 1882. 169 sqq.
K. Vogelsang, Beiträge zur Kenntniss der Trachyte und Basalte der Eifel. Z. D. G. G. 1890. XLII. 1.
W. H. Weed and L. V. Pirsson, The Bearpaw Mountains, Montana, First paper. Amer. Journ. 1896. I. 283.
A. Wichmann, Leucitgesteine von der Insel Celebes. Petrogr. Studien über den Indischen Archipel. I. Natuurk. Tijdschr. voor Nederl. Indië. LIII. 3. Batavia 1893.
Ferd. Zirkel, Über die mikroskopische Structur der Leucite und die Zusammensetzung leucitführender Gesteine. Z. D. G. G. 1868. XX. 97 sqq.
— Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Structur der Basaltgesteine. Bonn 1870.
— Leucitbasalt von Gunung Bantal Soesoem auf der Insel Bawean bei Java. L. J. 1875. 175.
— Der Hauynophyr vom Vultur bei Melfi. L. J. 1870. 818—822.
— Basalt vom Hamberg bei Bühne. L. J. 1872. 4.
— Leucitgesteine im Erzgebirge. Pogg. Ann. 1869. CXXXVI. 544.

Mineralogische Zusammensetzung der Leucitgesteine.

Unter der Bezeichnung Leucitgesteine sind hier alle diejenigen Glieder der neovulkanischen Ergussgesteinsreihe zusammengefasst worden, welche neben Leucit keinen Feldspath als wesentlichen Gemengtheil enthalten. Die Combination des Leucit mit Sanidin als wesentlichem Gemengtheil würde ein Gestein in die Phonolithfamilie, diejenige mit Plagioklas in die Tephritfamilie verweisen. Nach beiden Familien hin zeigen die Leucitgesteine durch accessorischen Eintritt von Sanidin oder Plagioklas Übergänge. Sehr häufig gesellt sich zum Leucit Nephelin und bedingt durch allmähliges Überwuchern des Leucit Zwischenformen und Übergänge in die nächstfolgende Familie der Nephelingesteine. Solche Übergänge sind mehrfach an einem und demselben Erguss von Hussak (Eifellaven), im Erzgebirge von Sauer u. a. constatirt worden. — Die Tiefenform der Leucitgesteine ist nunmehr ebenfalls nach einer freundlichen brieflichen Mittheilung von Herrn W. H. Weed in Montana aufgefunden worden und wird alsbald unter dem Namen Missourit von den Herren Pirsson und Weed beschrieben werden. Der Fundort liegt in den Highwood Mountains.

Mit dem Leucit ist allenthalben ein basaltischer Augit in meistens bedeutender Quantität als wesentlicher Gemengtheil verbunden. Der Augit wird oft begleitet, aber nie vertreten von Biotit; die Begleitung durch Hornblende ist weit seltener. Biotit wie Hornblende haben tiefbraune bis braunrothe Farben im durchfallenden Licht, und zeigen fast durchweg eine vorgeschrittene randliche Absorption, wobei sie sich mit einem Kranz von Magnetit und Augit umgeben, ähnlich wie in den Tephriten, Basalten, Andesiten, Phonolithen u. s. w. Der Biotit wird dabei oft auffallend spröde und erhält den Habitus des Rubellan. — An Eisenerz (Magnetit und Ilmenit, letzterer oft in der braun durchscheinenden Form des Titaneisenglimmers) sind die Leucitgesteine bald sehr reich (Leucitbasalte), bald recht arm (Leucitite). — Nach dem vorhandenen oder fehlenden Gehalt an Olivin sind die Leucitgesteine hier in Leucitbasalte und Leucitite eingetheilt worden. — Apatit hat in allgemeiner Verbreitung dieselben Eigenschaften wie in den Basalten. — Als accessorische Mineralien treten Melilith, Granat (Melanit), Hauyn, Titanit, Chromit und Perowskit nicht gerade selten, in manchen Vorkommnissen constant und reichlich auf.

Die Leucitgesteine, deren unbedingte Zugehörigkeit zu der neovulkanischen Gesteinsreihe als zweifellos galt, haben in neuerer Zeit mit voller Sicherheit auch Aequivalente in der palaeovulkanischen Ergussgesteinsreihe gefunden. Die Leucitgesteine schliessen sich eng mit den Tephriten, Nephelingesteinen und Limburgiten zu einer nur an wenigen Orten vollständigen, öfters nur in einzelnen Gliedern entwickelten, eigenartigen basaltischen Formation zusammen.

Für die Eigenthümlichkeiten der Gemengtheile der Leucitgesteine kann zumeist auf Früheres verwiesen werden. — So erscheint der Leucit genau in denselben Formen und mit denselben Charakteren, wie in den Tephriten. Die winzigen Dimensionen desselben erschweren auch hier die unanfechtbare Bestimmung in hohem Grade. Bořicky schlug für die Gesteine mit solchen nur nach der Form der Durchschnitte und der Anordnung der Einschlüsse bestimmten Leuciten die Bezeichnung Leucitoidbasalte vor. — Der accessorisch neben Leucit auftretende Nephelin scheint durchweg der Grundmasse anzugehören und ist ident mit dem Nephelin der Tephrite. — Der Augit bildet Einsprenglinge, welche sich wie bei den Tephriten nicht selten als zweierlei Arten nach Vollkommenheit der Spaltung, Pleochroismus und Dispersion erkennen lassen. Sehr verbreitet ist der Titanaugit unter den Einsprenglingen, auffallend durch die starke Bissectricen-Dispersion und kleines 2E. — Die Augite der Grundmasse sind nicht pleochroitisch und zumeist grau oder grün gefärbt, dabei z. Th. recht scharf idiomorph, z. Th. in wenig vollkommenen Individuen ausgebildet. In Leucititen der Roccamonfina fand Bucca an den Augiten älterer Generation die Eigenschaften der Aegirinaugite. — Aegirin wurde bisher in keinem Leucitgestein nachgewiesen. — Der Hauyn, Melanit, Titanit und Perowskit sind intratellurischen Alters und bildeten sich unmittelbar nach den Erzen. Zirkon ist äusserst selten und kann oft als durchaus fehlend bezeichnet werden. — Der Melilith tritt in zweierlei Formen auf, einmal in allotriomorphen, nach der Hauptaxe kurzsäulenförmigen Krystalloiden, dann aber auch in der Tafelform des Humboldtilith und in diesem Falle meistens gut idiomorph. Er pflegt merkwürdigerweise jünger zu sein als der Leucit. Die Menge desselben vergrössert sich anscheinend auf Kosten des Augit. Wo er jünger ist als Leucit gehört er offenbar der Effusionsperiode an, und vertritt den Augit dieser. — Sanidin ist in manchen Gesteinen in Form eines Kitts

für die übrigen Gemengtheile sehr junger Bildung. — Die Altersverhältnisse sind im Übrigen die gleichen wie bei den Gemengtheilen der Tephrite.

Structur und Classification der Leucitgesteine.

Die beiden Abtheilungen der Leucitgesteine, die olivinfreien Leucitite und die olivinhaltigen Leucitbasalte sind nicht nur durch das Vorhandensein oder Fehlen des Olivin unterschieden. Vielmehr sind die typischen Leucitite gegenüber den typischen Leucitbasalten durch einen weit geringeren Gehalt an Erzen und an Augit charakterisirt, und es scheint, als wenn auch structurelle Unterschiede nachweisbar wären, wenngleich bei der noch wenig ausgedehnten Kenntniss, die wir von Leucitgesteinen besitzen, sich nicht mit Sicherheit auf die Constanz solcher Unterschiede rechnen lässt. Man wird so viel sagen können, dass die Leucitbasalte kaum je Einsprenglinge von Leucit, sondern von Olivin und Augit enthalten und dass sie allenthalben eine deutliche und ausgesprochene porphyrische Structur besitzen. Bei den Leucititen dagegen kommen neben zwei Generationen von Augit öfters auch zwei Generationen von Leucit vor und durch Ineinanderfliessen der intratellurischen und der Effusionsperiode entwickeln sich bei ihnen Übergänge in hypidiomorphe oder panidiomorphe Structurformen.

Bei den **Leucititen** kann man einen leucitreichen und einen leucitarmen Typus unterscheiden. Als den Repräsentanten der ersteren kann man die Laven des Albaner Gebirges und der Gegend von Rom betrachten. Proben dieser Gesteine sind zumal von dem am Denkmal der Caecilia Metella (Capo di Bove) an der Via Appia endenden Strome wegen der auf Drusen und Klüften aufgewachsenen Melilithe, Nepheline, Apatite und Augite in allen Sammlungen verbreitet. Charakteristisch für diese Gesteine ist neben dem stark herrschenden Leucitgehalt ein sehr schwankender, aber nie grosser Gehalt an Nephelin in idiomorphen Individuen, an Sanidin, der ebenfalls in sehr wechselnder Menge als Kitt für die übrigen Gemengtheile auftritt, und an Melilith. Olivin ist sehr selten (Colle dei Cypressi). Der Melilith* verdrängt den Augit gelegentlich nahezu vollständig (Colle dell' Eremita) und ist dann recht regel-

* Die Melilithe von Colle dell' Eremita sind optisch negativ; — in den gestreiften, gelben Melilithen des Capo di Bove ist parallel der Streifung die grösste Elasticität. Entspricht die Streifung wirklich der Hauptaxe?

mässig idiomorph in der Tafelform mit etwas eingesenkter Basis. Magnesiaglimmer in allotriomorphen Fetzen ist allgemein verbreitet. Die Structur ist panidiomorph bis hypidiomorph körnig, selten durch eine ältere, streng idiomorphe Augitgeneration neben einer älteren Ausscheidung von Leucit ausgesprochen porphyrisch (Fontana di Papa). — In den Sperone genannten, zum Leucitit gehörigen Laven der Umgebung Roms kommt nach Strüver Granat oft in beträchtlichen Mengen, Olivin und Hauyn nur vereinzelt und spärlich vor.

Durch einen geringen Gehalt an einem sauren Plagioklas, welcher jünger ist als der Leucit, gehen Vorkommnisse von Santa Maria di Galera bei Bracciano und von Sorano, Prov. Grosseto, in Leucittephrite über. — Ein spärlicher Gehalt an farblosem Glase charakterisirt die von Bucca beschriebenen Leucitite der Roccamonfina aus der Gegend von Venafro, Colle Friello, Acquamara am Garigliano, Sant' Antonio und Vezzara, Teano u. a.

Hierher dürfte auch der von Zirkel beschriebene Leucitit von der Leucite Hills NW. vom Point of Rocks, Wyoming, in den Vereinigten Staaten, der von Verbeek und Fennema entdeckte Leucitit vom Vulkan Moeriah in Centraljava, der von Behrens nachgewiesene, noseanreiche Leucitit vom Ringgit in Ostjava, die von Retgers beschriebenen Vorkommnisse von Malawa in Süd-Celebes mit hellgelbem Augit (solcher findet sich auch in manchen Albaner Leucititen) und die von Wichmann untersuchten Gerölle des Masépé und des Walannaë in Süd-Celebes, sowie ein Findling in dem Kampong Tempé, dem Hauptorte des Reiches Wadjo auf Celebes gehören.

Einen augitreichen, basaltoiden Leucititypus mit zahlreichen Einsprenglingen von sanduhrförmigem Titanaugit repräsentiren gewisse Vorkommnisse des Kaiserstuhls aus der Umgebung von Rothweil, wo sie in naher geologischer Verknüpfung mit Leucittephriten auftreten. Es sind hauynreiche, durch Augit ausgesprochen porphyrische Gesteine von holokrystalliner Structur. — Derselbe Typus findet sich in der Eifel in der Lava zwischen Dockweiler und Dreis hauynfrei und bei Tichlowitz in Böhmen amphibolhaltig. Sonst fehlt der Amphibol den Leucititen durchweg. — In Brasilien kommt dieser Typus, den man am besten als olivinfreien Leucitbasalt charakterisiren könnte, in Verknüpfung mit Elaeolithsyenit in der Serra dos Poços de Caldas, Prov. Minas mit vortertiärem Alter in Verbindung mit Elaeolithsyeniten und ihrer Gangformation vor.

Nach Doelter kämen auf der Insel S. Antão in der Gruppe des Grünen Vorgebirges am Topo da Coroa und am Krater des Sideirão der leucitreiche Typus (mit blauem Hauyn, der bis zu 33 % des Gesteins bildet, etwas accessorischem Plagioklas und Titanit, Nephelin und Glasbasis) und der leucitarme vor.

Nach der Beschreibung Zirkel's stehen den Leucititen einige Vorkommnisse aus dem Erzgebirge sehr nahe; so das Gestein vom Seeberg bei Kaaden an der Eger und ein solches von Johanngeorgenstadt. Sie ähneln den Leucititen darin, dass der Olivin fehlt, weichen von denselben aber dadurch ab, dass der Augit ganz oder nahezu ganz durch Hornblende vertreten wird. Überdies enthalten sie etwas Nephelin und stellenweise viel Granat. — Schalch beschreibt einen Leucitit in zerstreuten Blöcken bei Todtenbach, Sect. Johanngeorgenstadt in Sachsen, sowie Clements solche vom Hutberg bei Pirk, vom Foitzberg und Gemeindeholz bei Reschwitz, vom Bergkamm westlich oberhalb Holaditz, vom Dürrmäulerberg bei Duppau, Wobernberg bei Turtsch, Redenitz, zwischen Plattenhof und Saar, vom Merzdorfer Berg und Tungau im Duppauer Gebirge.

Die wohl immer sehr feinkörnigen, dabei typisch porphyrisch struirten **Leucitbasalte** sind an vielen Localitäten durch einen zunehmenden Nephelingehalt eng mit den Nephelinbasalten verbunden, so dass nicht selten dasselbe Gestein von einem Forscher zum Leucit-, von einem andern zum Nephelinbasalt gerechnet wird. So sehr auch dieser Umstand, wie schon J. Roth hervorhob, die Abtrennung der beiden Familien erschwert, so wenig kann er zu einer Vereinigung der in den typischen Formen doch meistens streng geschiedenen Familien berechtigen.

Zirkel hat zuerst die Verbreitung der Leucitbasalte unter den Laven der Eifel und der Umgebung des Laacher Sees nachgewiesen. So stellte er hierher die Gesteine von Üdersdorf, Wehrbusch bei Daun, Kopp bei Birresborn an der Kyll, Gerolstein, vom Bausenberg, vom Forstberg, vom Veitskopf, vom Difelder Stein bei Wehr, aus den Brüchen zwischen Bürresheim und St. Johann und zwischen dem Hochsommer und St. Johann, vom Kunkelkopf, vom Fornicher Kopf bei Brohl, von Glees, vom Krufter Humerich, vom Kappesstein oberhalb Plaidt, vom Felsen Tauber im Brohlthal, vom Camillenberg, Strom nach Bassenheim. — Hussak fügte hinzu die Gesteine vom Feuerberg, Kyllerskopf, Gossberg bei Walsdorf, Strohn, Steinrausch, Roderkopf bei Oberbettingen, Schalkenmehren

und Bongsberg, und K. Vogelsang ein Gestein von Michelskirch SO. Münstereifel. Der erste wies den Melilith in den Gesteinen von Bongsberg, Felsberg, Buch bei Hillesheim u. a., den Hauyn, welchen auch Zirkel bereits beobachtet hatte, in den Gesteinen von Firmerich und vom Scharteberg, den Melanit am Bosenberg, den Perowskit am Scharteberg und in mehreren Laacher Leucitbasalten nach. Diese Gesteine haben stets Einsprenglinge von Olivin (an manchen Orten in Iddingsit umgewandelt, sehr oft auch durch ausgeschiedenes Eisenoxyd roth gefärbt) und Augit, oft von Biotit und eine, im ganzen selten glashaltige Grundmasse, in welcher neben herrschendem Augit Leucit stets, Nephelin oft, daneben Sanidin nicht selten in kleinen Mengen als Kitt vorkommt. Der schon von Zirkel mehrfach angegebene Plagioklas bedingt Übergänge in Leucitbasanit. — Der Biotit ist oft in ein Gemenge einer feldspathartigen Substanz mit Magnetit und einem chokolade- bis krappbraun durchsichtigen Mineral umgewandelt, welches vielleicht dem Cossyrit nahe steht.

In Hessen gehören zu den Leucitbasalten die Gesteine von Uffeln bei Cassel mit accessorischem Hauyn (nach Zirkel), das vom Erzeberg bei Ballhorn (mit deutlicher Basis), Breitelohe bei Besse und Junkerskopf bei Metze im Habichtswald (nach Möhl), ein Gang im Tuff bei Böddiger, Pusbalg bei Scharfenstein unfern Gudenberg, Hasenberg bei Hadamar, Bilstein bei Besse, Hängen bei Ober-Listingen unfern Warburg, Langersberg bei Külte unfern Arolsen, Nacker und Schanze bei Gudenberg, Rosenberg und Waltberg bei Hofgeismar, Sandebeck im Teutoburger Wald (nach Rinne). Ebenso gehört ein Theil der Möhl'schen Hauynbasalte hierher, so Möncheberg bei Cassel, Falkenhecke bei Grossenritte im Habichtswald, von der Warburger Börde zwischen Desenberg und Hof Daseburg (alle mit accessorischem Hauyn in reichlicher Menge). Die drei letztgenannten Vorkommnisse sind stellenweise so leucitarm, dass sie dem Limburgit zugerechnet werden können. — Diesem Typus würde sich in gewissem Sinne ein von Chelius beschriebener Hauyn- und Amphibol-reicher Leucitbasalt, welcher in losen Blöcken in den Sandgruben am Ostrande des Häsengebirges, Sect. Messel, Hessen-Darmstadt, vorkommt, anschliessen*.

* Das Gestein ist in zwei verschiedenen Formen ausgebildet. In der einen liegen in gelblicher Glasbasis Augite in zwei Generationen, braune Hornblende, Biotit, Hauyn und Magnetit, gelegentlich Olivin. Die frische Basis gelatinirt nicht nach Chelius. In weniger frischen Gesteinen erscheint der Leucit (? Analcim).

Im südlichen Deutschland gehören hierher aus dem Kaiserstuhl ein durch rothen Olivin und zweierlei Augiteinsprenglinge ausgezeichnetes Gestein vom Vormberg bei Ihringen. Bald als Leucitbasalt mit reichlichem Nephelin, bald als Nephelinbasalt ist ein Gestein aus der Haggasse bei Oberschaffhausen ausgebildet.

Aus dem Vogelsberg beschreibt Sommerlad einen Leucitbasalt vom Gipfel des Eckmannshain (Köppel) bei Ulrichstein. Er enthält Nephelin und Biotit. — Der von Zirkel zuerst beschriebene Leucitbasalt von Schackau in der Rhön kann nach Bücking nicht von dort stammen. Die Rhön führt keine Leucitgesteine. — Ebenso gehört nach Bornemann das von Zirkel als Leucitbasalt bestimmte Gestein von der Stopfelskuppe bei Eisenach zum Limburgit.

In einiger Verbreitung entdeckte Zirkel die Leucitbasalte im Erzgebirge, wo sie überdies oft Melilith und Magnesiaglimmer führen. Dahin sind zu zählen die Vorkommnisse vom Schlossfelsen von Stolpen, von der Geisinger Kuppe bei Altenberg, vom Pöhlberge bei Annaberg. Weitere sächsische Leucitbasalte beschrieb Möhl von Wilisch bei Hermsdorf, Staatswald bei Wittigsthal, Hutberg bei Schönau (mit Glimmer) und Hutberg bei Leuba. — Sauer bespricht Leucitbasalte vom Hassberge, vom grossen, kleinen und mittleren Spitzberge bei Kupferberg im Erzgebirge. Der Leucitbasalt vom Hassberge umschliesst Fragmente von grobflaserigem Gneiss, dessen Biotit in eine schwarzbraune, amorphe, glasartige Masse umgewandelt ist, während der Feldspath bis zur Undurchsichtigkeit getrübt und der Quarz stark rissig geworden ist. Die Gesteine sind nephelinführend und enthalten accessorisch Hauyn, Perowskit, Melilith, Amphibol und Biotit. — Nach demselben Verfasser enthält ein Leucitbasalt vom Kaffberge, NW. von Goldenhöhe, Sect. Wiesenthal, nussgrosse Ausscheidungen von Augit, Magnetit und Titanit und Einschlüsse von Granit. — Schalch beschreibt Leucitbasalt von Obercarsdorf, Blatt Dippoldiswalde-Frauenstein, Hazard von Neudorf, Blatt Kühnhaide.

Aus der preussischen Ober-Lausitz zählt Möhl zu den Leucit-

In einer andern Form fehlt die Basis; an ihrer Stelle finden sich farblose krystallisirte Substanzen (wohl Zeolithe) und Leucit (? Analcim); dann gelatinirt diese Grundmasse. Chelius hält eine Beziehung zu dem Sprendlinger Gestein nicht für ausgeschlossen. Ich halte beide nicht für Basalte, oder doch nicht für normale Glieder der Familie, sondern möchte in ihnen Monchiquite vermuthen. Dazu ist zu bemerken, dass die sogenannten Sanidintrachyte der Gegend (Urberach) die Charaktere von Bostoniten haben.

basalten die Vorkommnisse vom Heiligen Grab bei Görlitz (mit braunem Glase), vom hinteren Jauernicker Berg (ebenso), vom Spitzberg bei Deutsch-Paulsdorf (ebenso), vom Wachberge bei Marklissa (ebenso), vom Grunaer Berge (mit Nephelin) und vom Knappberge bei Marklissa.

Aus Böhmen beschrieb schon Zirkel die Leucitbasalte vom östlichen Abhang des Milleschauer und von Boreslau, letzteren mit accessorischem Amphibol und mit schwach graulichgelbem Glase. — Sehr umfassende Untersuchungen machte Bořicky an den tertiären Leucitgesteinen Böhmens, auf Grund deren er sie in Leucitoïdbasalte, Peperinbasalte und Leucitophyre (im Sinne von Leucitbasalte) eintheilte. Die erste und dritte seiner Gruppen werden nach dem Korne des Gemenges in feinkörnige und krystallinisch dichte, resp. körnige, feinkörnige und krystallinisch dichte weiter geschieden. Unter den Peperinbasalten versteht er die durch ihre grossen Augit- und Hornblende-Krystalle bekannten Tuffgesteine, die er als ursprüngliche Schlammausbrüche ansieht. Zu den Leucitoïdbasalten werden gezählt die Gesteine vom Bergrücken zwischen Turtsch und Duppau, zwischen Duppau und Dürmaul (mit Amphibol, Nephelin und Biotit), vom Berge Oblik bei Laun, vom Charvatberge ebendaselbst, Liskaberg bei Liebshausen, Schabberg bei Saaz, Chlumberg bei Mecholup (mit Plagioklas), Burberg bei Kaaden, Kundratic, Hohe Schafberg, Blatzen, Rinayer Berg bei Hirschberg, Sudka bei Kleinskal, Hutberg bei Petersdorf, Mühlberg bei Liebshausen, Vostryberg bei Rothaujezd (mit viel Nephelin, mit Amphibol und Biotit), Zinkenstein bei Liebschitz, Dobrawitzer Hügel bei Teplitz, zwischen Blankenstein und Schickelmühle, Maschau, Giershübel bei Buchau, Hohe Triebe bei Duppau, Schönwald bei Ellbogen, Schäferberg bei Schreckenstein, nordöstlicher Fuss des Kreuzberges bei Leitmeritz, Kamnitzer Berg bei Reichstadt, Ladeberg bei Seifersdorf, Grosser Hirschstein bei Schwabitz, östlicher Fuss des Ronbergs bei Grabern, Humprechtsberg bei Sobotka, Hirschberg bei Kroh, Grosshorker Steinbruch bei Hühnerwasser, Kukunella bei Franzensthal und Kácov bei Sichrov. — Zu den stets nephelinführenden Peperinbasalten gehören nach Bořicky die Vorkommnisse von Kostenblatt, Lucov und Wolfsberg bei Cernosin. — Als Leucitbasalte mit deutlich krystallisirtem Leucit werden die erzgebirgischen Vorkommnisse beschrieben; ferner die Gesteine von der Paskapola (mit Nephelin, Amphibol und Biotit), Zahor (mit Amphibol und Biotit), Donnersberg bei Mileschau, Mileschauer

Berg, Klotzberg, SW. vom Donnersberge, vom westlichen Fuss des Kletschner Berges, Bilinka (mit Amphibol und Diallag), Horenzer Berg bei Kosel, Dollanken bei Podersam, zwischen Waltsch und Lubigan, vom westlichen Abhang des Cebisberges gegenüber Turtsch, zwischen Wartha und Votsch, Schreckenstein, Bleschner Berg und Tirschiner Berg. — Stelzner (L. J. B.-B. II. 1882. 420) nennt den Ladeberg bei Seifersdorf NO. Wartenberg, und den grossen Hirschstein S. Wartenberg, Hibsch den Dobernberg östlich Dobern bei Tetschen (mit kopfgrossen Einschlüssen von Granulit und quarzführendem Augitsyenit), Clements Flöbaberg und Grasberg bei Engelhaus, Heiliger Berg bei Kaaden, Hoher Berg bei Pirk und Liesenberg, sämmtlich glasführend, dagegen glasfrei Burgstadler Höhe, Köpplübel bei Waltsch, Hutberg bei Turtsch und Schöbaberg im Duppauer Gebirge.

Vielleicht gehört Einiges der von Curie und Flamand bei Aïn Tolba und Nemours aufgefundenen Leucitgesteine besser hierher, als zu den Leucittephriten. — Lacroix beschreibt Leucitbasalte oder Olivin-Leucitite aus den Tuffen der Leucittephrite von Trapezunt.

Nach Doelter finden sich Leucitbasalte spärlich unter den Laven des Monte Ferru, reichlich unter denen der kleinen Vulkane von Pozzo Maggiore in Sardinien vor.

Einen schon von Vogelsang erkannten Leucitbasalt (das erste aussereuropäische Vorkommen von Leucit überhaupt) vom Gunung Bantal Susum auf der Insel Bawean bei Java beschrieb Zirkel. Derselbe ist frei von Nephelin und Hauyn. — Mit andern leucitführenden Gesteinen kommen Leucitbasalte nach Verbeek und Fennema auch am Moeriah, nach Behrens am Ringgit auf Java vor. — Wichmann entdeckte Leucitbasalt unter den Geröllen der Flüsse Pangkadjéné und Walannaë in Süd-Celebes.

Steinecke untersuchte Leucitbasalte oder Leucitite, welche zusammen mit Leucitophyren in der Nähe des Urmia-Sees im nordwestlichen Persien von Pohlig gesammelt wurden. — Edgeworth David und Anderson entdeckten und Judd beschrieb kurz einen Leucitbasalt bei Byrock unfern Bourke in New South Wales als Strom über Granit. — Und so kennt man denn heute die Leucitgesteine, welche so lange für ein europäisches Vorrecht angesehen wurden, aus allen fünf Welttheilen.

Die Wirkungen, welche Leucitbasalte auf die von ihnen durchbrochenen Gesteine und deren von ihnen eingehüllte Fragmente ausübten, und wovon besonders die Vorkommnisse aus dem Erzgebirge Beispiele liefern, sind nach Grad und Art durchaus identisch mit den Einwirkungen der Feldspathbasalte.

Die aus sehr schaumigen, leucitreichen Lapilli, welche durch Zeolithe verkittet sind, bestehenden Tuffe der Leucitite Roms wurden von Penck (Z. D. G. G. 1879. XXXI. 536 sqq.) beschrieben, und mit dem sehr ähnlichen Tuff der Leucitophyre der Gegend von Rieden unfern des Laacher Sees verglichen. — Hussak untersuchte mikroskopisch die Palagonittuffe von Steffeln in der Eifel und fand sie durchaus analog den Palagonitfelsen von Seljadalr, nur dass die Sideromelan-Lapilli reichlich Leucit statt Plagioklas führten. — Nach demselben Autor besteht der Leucititttuff der Serra dos Poços de Caldas an der Grenze von Minas Geraes und San Paulo aus eckigen Bruchstücken des Leucitits, leucitführenden Lapilli und Krystallen von Analcim nach Leucit, Augit und Magnetit, die durch Analcim oder Kalkspath oder ein Gemenge beider verkittet sind. Wenn die Fragmente glasig sind, enthalten sie nur Ausscheidungen von Augit und Magnetit. Ferner finden sich in den Tuffen Brocken von Augitit (z. Th. mit Leucit) und solche von syenitischen Gesteinen.

III. A. 9. Die Familie der Nephelin-Gesteine.

Literatur.

R. Beck, Erläuterungen zu Sectionen Elster nebst Schönberg, Adorf, Kreischa-Hänichen, Königstein-Hohstein, Pirna, Nassau, Sebnitz-Kirnitzschthal und Sayda der geolog. Specialkarte von Sachsen. Leipzig 1885—1893.

R. Beck und J. Hibsch, Erläuterungen zu Section Grosser Winterberg-Tetschen der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1895.

E. W. Benecke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. Strassburg 1879—1881.

Em. Bořicky, Petrographische Studien an den Basaltgesteinen Böhmens. Prag 1873. (Archiv der Arbeiten der geologischen Abtheilung der Landesdurchforschung Böhmens. II.)

L. G. Bornemann jun., Bemerkungen über einige Basaltgesteine aus der Umgegend von Eisenach. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1882. Berlin 1883. 149—157.

— Über einige neue Vorkommnisse basaltischer Gesteine auf dem Gebiete der Messtischblätter Gerstungen und Eisenach. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1887. 291.

H. Bücking, Basaltische Gesteine aus der Gegend südwestlich vom Thüringer Wald und aus der Rhön. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1880. Berlin 1881.

— Basaltische Gesteine der nördlichen Rhön. Ibid. für 1881. Berlin 1882.

— Über ein neues Basaltvorkommen aus dem Elsass. Mittheil. d. Comm. f. d. geol. Landesuntersuchung von Elsass-Lothringen. I. 121. 1888.

C. Chelius, Erläuterungen zu den Blättern Messel und Rossdorf der geolog. Karte von Hessen. Darmstadt 1886.

— Mittheilungen aus den Aufnahmegebieten. Notizblatt d. Ver. f. Erdk. Darmstadt. IV. Folge. Heft 8. 28.

— Neue Basaltvorkommen im Odenwald. Notizblatt d. Ver. f. Erdk. Darmstadt 1891. IV. Folge. Heft 12. S. 8 des Sep.-Abdr.

C. Chelius und G. Klemm, Erläuterungen zu Blatt Neustadt-Obernburg der geolog. Karte des Grossherzogthums Hessen. Darmstadt 1894.

C. Chelius und Chr. Vogel, Erläuterungen zu Blatt Gross-Umstadt der geolog. Karte des Grossherzogthums Hessen. Darmstadt 1894.

K. de Chroustchoff, Note sur un nouveau type de pyroxène. Bull. Soc. min. Fr. 1885. VIII. No. 3.

— Note sur quelques verres basaltiques. Bull. Soc. min. Fr. 1885. VIII. 62—78.

K. de Chroustchoff, Über secundäre Glaseinschlüsse in Gemengtheilen gefritteter Gesteine. T. M. P. M. 1882. IV. 473—503.

Jul. Morgan Clements, Die Gesteine des Duppauer Gebirges in Nordböhmen. Jahrb. k. k. geol. R. 1890. XL. 317.

E. Cohen, Lava von Hawaii. L. J. 1880. II. 55.

K. Dalmer, Erläuterungen zu Section Altenberg-Zinnwald der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1890.

A. Dannenberg, Der Leilenkopf, ein Aschenvulkan des Laacher See-Gebiets. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1891. Berlin 1892. 99.

W. Deecke, Der Monte Vulture in der Basilikata (Unter-Italien). L. J. B.-B. VII. 1891. 590.

C. Doelter, Die Vulkane der Capverden und ihre Producte. Graz 1882.

Fr. Eichstädt, Skånes basalter, mikroskopiskt undersökta och beskrifna. Stockholm 1882.

Fr. Eigel, Über einige Eruptivgesteine der Capverden. T. M. P. M. 1889. XI. 91.

H. von Foullon, Über veränderte Eruptivgesteine aus den Kohlenbergbauen der Prager Eisenindustrie-Gesellschaft bei Kladno. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1885. 276—280.

E. Fraas, Nephelinbasalt vom Gaisbühl bei Reutlingen. In: W. Branco, Neue Beobachtungen über die Natur der vulkan. Tuffgänge u. s. w. Württemb. Jahreshefte 1893. 8.

O. Fromm, Petrographische Untersuchung von Basalten aus der Gegend von Cassel. Z. D. G. G. 1891. XLIII. 43.

Eug. Geinitz, Die Basaltgeschiebe im mecklenburgischen Diluvium. Arch. d. Vereins d. Freunde d. Naturg. in Mecklenburg. 1881. XXXV.

— Über einige Lausitzer Porphyre und Grünsteine, sowie den Basalt aus dem Stolpener Schlossbrunnen. Isis. 1886.

Fr. Graeff, Zur Geologie des Kaiserstuhlgebirges. Mitth. Gr. Bad. geol. Landesanst. 1892. II. 410.

U. Grubenmann, Zur Kenntniss der Basalte des Hegaus. Mitth. d. Thurgauer naturf. Ges. 1886.

— Die Basalte des Hegaus. Inaug.-Diss. Frauenfeld 1886.

C. W. von Gümbel, Geognostische Beschreibung des fränkischen Jura mit dem anstossenden fränkischen Keupergebiete. Cassel 1891.

H. Haas, Beiträge zur Geschiebekunde der Herzogthümer Schleswig-Holstein. Kiel 1885.

V. Hansel, Über basaltische Gesteine aus der Gegend von Weseritz und Manetin. Pilsen 1886.

J. Hazard, Erläuterungen zu Section Zöblitz, Kühnhaide-Sebastiansberg, Olbernhau-Pürschenstein, Rumburg-Seifhennersdorf und Löbau-Reichenbach der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1884—1889.

— Über die petrographische Unterscheidung von Decken- und Stielbasalten in der Lausitz. T. M. P. M. 1894. XIV. 297.

J. Heinemann, Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel 1879.

Eug. Hussak, Die basaltischen Laven der Eifel. S. W. A. LXXVII. April 1878.

— Über einen verglasten Sandstein von Ottendorf. T. M. P. M. 1883. V. 529.

J. Shearson Hyland, Über die Gesteine des Kilimandscharo und dessen Umgebung. T. M. P. M. 1888. X. 203.

J. F. Kemp, Note on a nepheline basalt from Pilot Knob, Texas. American Geologist. 1890. Nov. 292.

G. Klemm, Erläuterungen zu Section Neustadt-Hohwald der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1890.

— Erläuterungen zu Blatt Schaafheim-Aschaffenburg der geolog. Karte des Grossherzogthums Hessen. Darmstadt 1894.

Fr. Knapp, Die doleritischen Gesteine des Frauenbergs bei Schlüchtern in Hessen. Würzburg 1880.

P. Krusch, Beitrag zur Kenntniss der Basalte zwischen der Lausitzer Neisse und dem Queiss. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1894. 279.

A. Lacroix, Roches basiques à nepheline. Bull. Soc. min. Fr. 1894. XVII. 43 und C. R. 1893. XVI. 1075.

H. O. Lang, Nephelinbasalt vom Wartenberge bei Geisingen (Donaueschingen). Württemb. naturw. Jahreshefte. 1875. XXXI. 3. 352.

G. Lattermann, Untersuchungen über den Pseudobrookit. T. M. P. M. 1887. IX. 47.

H. Lenk, Nephelinit und Dolerit in der Langen Rhön. Sitzber. Würzburger phys.-med. Ges. 1886. 6. Nov.

— Zur geologischen Kenntniss der südlichen Rhön. Würzburg 1887.

A. Leppla und A. Schwager, Der Nephelinbasalt von Oberleinleiter. Geognost. Jahreshefte. 1888. I. 65.

Edw. C. E. Lord, Über die Basalte des Fichtelgebirges. Heidelberg 1894.

J. Macpherson, Apuntes petrograficos de Galicia. Anal. Soc. Esp. hist. nat. 1881. X.

— Etude sur les roches éruptives recueillies par M. Choffat dans les affleurements secondaires au Sud du Sado. Lisboa 1887.

A. Martin, Die phonolithischen Gesteine des Laacher See-Gebiets und der Hohen Eifel. Z. D. G. G. 1890. XLII. 181.

A. Merian, Studien an gesteinsbildenden Pyroxenen. L. J. B.-B. III. 1884. 252.

Fr. Moesta, Erläuterungen zur geolog. Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. Blatt Waldkappel und Blatt Höhnebach. Berlin 1876.

H. Möhl, Die Basalte der preussischen Ober-Lausitz. Abhdlgn. der naturf. Ges. in Görlitz. 1874. XV.

— Die Basalte der rauhen Alb. Württemb. naturw. Jahreshefte. 1874.

— Die südwestlichsten Ausläufer des Vogelgebirges. XIV. Ber. des Offenbacher Ver. f. Naturkunde. 1874. cf. L. J. 1873. 454—470.

— Die Basalte und Phonolithe Sachsens. Nova Acta d. k. Leopold.-Carol. Deutschen Akad. d. Naturforscher. Dresden 1873. XXXVI. 4.

— Nephelinbasalt aus der kleinen Schneegrube im Riesengebirge. L. J. 1873. 471—473.

— Mikroskopische Untersuchung einiger Basalte Badens. L. J. 1873. 824—851.

E. Möller, Petrographische Untersuchung einiger Gesteine der Rhön. L. J. 1881. I. 81.

O. Mügge, Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg 1885. cf. L. J. B.-B. IV. 1886. 576—609.

K. Oebbeke, Beiträge zur Kenntniss einiger hessischer Basalte. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1888. 390.

A. Osann, Melilite-nepheline basalt and nepheline-basanite of Southern Texas. Journ. of geol. Chicago 1893. I. 341.

Th. Petersen, Über den Basalt und Hydrotachylyt von Rossdorf bei Darmstadt. L. J. 1869. 32—42.

Alb. Penck, Nordische Basalte im Diluvium von Leipzig. L. J. 1877. 243.

R. Pöhlmann, Gesteine aus Paraguay. L. J. 1886. I. 244—248.

E. Proft, Kammerbühl und Eisenbühl, die Schichtvulkane des Egerer Beckens in Böhmen. Jahrb. k. k. geol. R. 1894. XLIV. 25.

H. Pröscholdt, Erläuterungen zu Blatt Hildburghausen, Rentwertshausen und Dingsleben der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1892.

H. Pröscholdt und H. Thürach, Erläuterungen zu Blatt Rieth (Eruptivgesteine) der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin 1895.

Fr. Quiroga y Rodriguez, Estudios micrograficos en algunos basaltos de Ciudad-Real. Anal. de la Soc. Esp. hist. nat. 1880. IX. 161—179.

— Noticias petrograficas. Ibid. 1887. XVI. 209.

A. Renard, Notice sur les roches de l'île de Fernando Noronha. Bull. Acad. Roy. Belg. 1882. (3.) III. No. 4.

F. Rinne, Der Basalt des Hohenberges bei Bühne in Westfalen. S. B. A. 1891. XLVII. 971.

— Über norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1892. Berlin 1893.

— Der Dachberg, ein Vulkan der Rhön. Dasselbe für 1886. S. 1.

H. Rosenbusch, Der Nephelinit vom Katzenbuckel. Freiburg i. Br. 1869.

— Hydrotachylyt vom Rossberge bei Rossdorf unweit Darmstadt. L. J. 1872. 614—619.

A. Rosiwal, Zur Kenntniss der krystallinischen Gesteine des centralen Balkan. Denkschr. W. A. W. 1890. LVII. 265.

— Beiträge zur geologischen Kenntniss des östlichen Afrika u. s. w. Denkschr. math.-naturw. Classe. Akad. Wiss. Wien. LVIII. 1891.

F. Sandberger, Nephelinit vom Katzenbuckel. L. J. 1869. 337—339.

A. Sauer, Erläuterungen zu Sectionen Kupferberg, Wiesenthal und Freiberg der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1883, 1884 u. 1887.

A. Sauer und R. Beck, Erläuterungen zu Section Tharandt der geolog. Specialkarte von Sachsen. Leipzig 1891.

Fr. Schalch, Über melilithführende Basalte des Erzgebirges. L. J. 1883. I. 168. cf. Stelzner, L. J. 1883. I. 207.

— Erläuterungen zu Section Johanngeorgenstadt und Glashütte-Dippoldiswalde der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1885, 1887.

— Erläuterungen zu Blatt Mosbach der geolog. Specialkarte des Grossherzogthums Baden. Heidelberg 1894.

E. Schmidt, Geognostische Beschreibung des mittleren und westlichen Theils der Kreishauptmannschaft Bautzen. Bautzen 1878.

M. Schröder, Erläuterungen zu Section Zwota der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1884.

L. Schulte, Geologische und petrographische Untersuchung der Umgebung der Dauner Maare. Verhdl. naturf. Ver. Rheinl. u. Westf. 1891. XLVIII. 174.

Th. Siegert, Erläuterungen zu Section Löbau-Herrnhut der geolog. Specialkarte von Sachsen. Leipzig 1894.

Al. Sigmund, Die Basaltberge bei Schlan und Winaric. Prag 1893.
Sigm. Singer, Beiträge zur Kenntniss der am Bauersberge bei Bischofsheim vor der Rhön vorkommenden Sulfate. Würzburg 1879.
Herm. Sommerlad, Über Nephelingesteine aus dem Vogelsberg. XXII. Ber. der Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. 1883. 263—284.
— Über Nephelin- und Leucitbasalt im Vogelsberg. L. J. 1884. II. 221.
Alfr. Stelzner, Über den Nephelinit vom Podhorn bei Marienbad in Böhmen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1885. XXV. 277—288.
— Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der argentinischen Republik. Cassel und Berlin 1885.
— Melilithführender Nephelinbasalt von Elberberg. L. J. 1883. I. 204.
J. Stock, Die Basaltgesteine des Löbauer Berges. T. M. P. M. 1888. IX. 429.
A. E. Törnebohm, Nefelinit från S. Berge i Medelpad. G. F. i St. Förhdl. 1883. VI. No. 82. 548.
— Mikroskopisk undersökning af några bergartsprof från Grönland. Ibid. 1883. VI. No. 84. 692—709.
Fr. Toula, Zur Kenntniss der krystallinischen Gesteine des centralen Balkan. L. J. 1890. I. 265.
P. Trippke, Beiträge zur Kenntniss der schlesischen Basalte und ihrer Mineralien. Z. D. G. G. 1878. XXX. 199—209.
Ch. Vélain, Sur les roches basaltiques d'Essey-la-Côte. Bull. Soc. géol. Fr. 1885. (3.) XIII. 565.
K. Vogelsang, Beiträge zur Kenntniss der Trachyte und Basalte der Eifel. Z. D. G. G. 1890. XLII. 1.
E. Weber, Erläuterungen zu Section Hochkirch-Czorneboh der geolog. Specialkarte von Sachsen. Leipzig 1894.
Rich. Wedel, Über das Doleritgebiet der Breitfirst und ihrer Umgebung. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1890. Berlin 1892. 1.
L. van Werveke, Über den Nephelin-Syenit der Serra de Monchique etc. L. J. 1880. II. 182.
— Gneiss-Einschluss aus Nephelinit von Oberbergen am Kaiserstuhl. L. J. 1880. II. 283.
Arth. Wichmann, Nephelinbasalt von Oahu (Sandwichinseln). L. J. 1875. 172.
G. H. Williams, Die Eruptivgesteine der Gegend von Triberg im Schwarzwald. L. J. B.-B. II. 1883. 589.
— Petrography of Fernando de Noronha. Amer. Journ. 1889. XXXVII. 178.
Ferd. Zirkel, Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Structur der Basaltgesteine. Bonn 1870.

Mineralogische Zusammensetzung der Nephelingesteine.

Als Nephelingesteine sind hier alle durch das Fehlen eines eigentlichen Feldspaths als wesentlichen Gemengtheils neben Nephelin charakterisirten Ergussgesteine sowie die mit ihnen verbundenen Intrusivmassen zusammengefasst. Dieselben haben, wie wir heute wissen, und wie ich schon in der 2. Auflage vermuthend es aussprach, ein Aequivalent unter den Tiefengesteinen in dem Ijolith

vom Berge Jivaara in Finnland. Die Nephelingesteine gehören im weitesten Sinne des Wortes zu den basaltischen Gesteinen, bilden jedoch mit den Tephriten, Leucitgesteinen, Melilithgesteinen und einer Abtheilung der Limburgite eine engere Gruppe, welche durch petrographische, wie geologische Momente sich von den eigentlichen oder Feldspathbasalten z. Th. recht deutlich scheidet, dagegen durch die Leucitophyre mit den Phonolithen in nahe Beziehungen tritt. So kennen wir keine directen Übergänge von Nephelingesteinen zu Basalten; solche werden erst durch die Tephritgruppe vermittelt, in welcher der gegenwärtigen Sachlage nach manches Heterogene zusammengefasst werden musste. Dagegen scheinen directe Übergänge innerhalb der Continuität eines einzigen geologischen Körpers zu den Leucitgesteinen, den Leucitophyren, den Melilithbasalten und den Limburgiten und Augititen vorzukommen.

Vor Einführung der mikroskopischen Methoden in die Petrographie waren nur wenige Nephelingesteine, welche man als Nephelindolerit, Nephelinbasalt, Nephelinfels, Nephelinit ziemlich willkürlich unterschied oder vielmehr benannte, bekannt. Die Kenntniss von der beträchtlichen Verbreitung dieser Gesteine wurde durch Zirkel's Basaltuntersuchungen inaugurirt.

Alle Nephelingesteine enthalten als wichtigsten Gemengtheil neben Nephelin einen basaltischen Augit. Die relativen Mengen dieser beiden schwanken in weiten Grenzen, aber unverkennbar besteht eine Neigung zur Überwucherung des letztgenannten. — Neben dem Nephelin ist häufiger als man glaubt, etwas Sanidin vorhanden, welcher sich durchweg als jünger denn Nephelin erweist. Leucit tritt besonders an gewissen Localitäten (Eifel, Erzgebirge) gern zum Nephelin hinzu und verdrängt diesen gelegentlich vollständig. Melilith spielt in andern Gebieten (Hegau) eine ähnliche Rolle. — Mineralien der Sodalithreihe (Sodalith, Hauyn und Nosean) begleiten den Nephelin gern, und ersetzen denselben nicht selten mehr oder weniger bis zu fast vollkommener Verdrängung, — Plagioklas als accessorischer Gemengtheil führt zu den Tephriten hinüber. — Sehr charakteristisch ist für die Nephelingesteine die Begleitung des Augit durch einen rothbraunen bis blutrothen Biotit, seltener durch Aegirin oder durch Amphibolmineralien. — Eine classificatorische Rolle spielt der Olivin in den Nephelingesteinen, welche nach seinem Fehlen oder Vorhandensein in zwei Hauptgruppen zerfallen. — Der Erzreichthum ist ein

sehr schwankender. Magnetit, oft titanhaltig, und Ilmenit sind im Allgemeinen in den olivinhaltigen Arten reichlicher, als in den olivinfreien. — Perowskit ist sehr verbreitet, und pflegt besonders mit dem Eintritt von Melilith und Leucit an Menge stark anzuwachsen. — Chromit ist ein verhältnissmässig seltener accessorischer Gemengtheil. — Apatit scheint gerade in Nephelingesteinen recht reichlich aufzutreten. — Die Rolle rein accessorischer Gemengtheile haben Melanit (nicht selten), Titanit und Zirkon (nicht allzuhäufig), Wollastonit (sehr selten), Spinnelide (unsicher) und Pseudobrookit (Katzenbuckel).

Der Nephelin erscheint in den Nephelingesteinen in mehreren Formen. Er ist vollkommen idiomorph in den basishaltigen Gesteinen und mehr oder weniger idiomorph auch in den holokrystallinen Vorkommnissen, wenn sie nephelinreich sind. Seine Krystalle sind dann kurz säulenförmig nach der Hauptaxe und werden von $(10\bar{1}0)$, (0001), selten mit untergeordneten $(10\bar{1}1)$ begrenzt. Die Dimensionen in der Hauptaxe sind etwa gleich oder wenig abweichend von den dazu senkrechten, nur selten erreichen sie in der Hauptaxe das Doppelte von der dazu senkrechten Richtung; die Längsschnitte weichen daher wenig von einem Quadrat ab. Die Querschnitte sind Hexagone, an denen im Gegensatz zu den aufgewachsenen Krystallen niemals eine Abstumpfung der Kanten wahrgenommen wurde. — Sternförmige Wachsthumsformen giebt Dannenberg aus den Auswürflingen des Leilenkopf im Brohlthale an. — Durch augenartige Anhäufung der Individuen entstehen hypidiomorph-körnige Aggregate von Nephelin, welche sich als solche oft erst im polarisirten Lichte erweisen. — Bei den nephelinärmeren Gesteinen fehlt dem Nephelin oft die idiomorphe Ausbildung und er tritt dann bald in rundlich-eckigen Körnern, deren Begrenzung durch die übrigen Gemengtheile bedingt wird, oder in Form grösserer Tafeln (im Durchschnitt) auf, in welche die übrigen Gemengtheile eingebettet erscheinen. Da in letzterer Gestalt auch der Sanidin vorzukommen pflegt, so thut man gut, sich durch Behandlung mit Salzsäure vor Verwechslung dieser beiden Mineralien zu bewahren. Die Unterschiede in der Lichtbrechung und Doppelbrechung sind nicht gross genug, um vor Irrthum zu schützen. Das oft überaus feine Korn mancher Nephelingesteine nöthigt zu solcher Dünne des Schliffs, dass die Doppelbrechung der Nephelinsubstanz oft nur bei Anwendung von Gypsblättchen erkennbar wird. In solchen Fällen bedient man sich der Gelati-

nation des Nephelins mit Salzsäure, die durch Tinction dargethan werden kann, und des Auftretens von Kochsalzwürfeln in der Gelatine beim Eintrocknen zur Bestimmung. — Einen solchen, nicht idiomorphen Nephelinkitt hat man wohl als Nephelinfüllmasse oder nach einem von Bořicky vorgeschlagenen Gesteinsnamen Nephelinitoid bezeichnet. — Als Nephelin deutet man wohl auch unregelmässig begrenzte, schwach doppelbrechende Flecken vom chemischen Verhalten des Nephelins in der farblosen Glasbasis mancher basaltischer Gesteine. Es widerspricht den sicheren Erfahrungen und der Natur der Krystallbildung, dass aus und in einem Magma krystallisirender Nephelin allotriomorph sei; man dürfte in solchen Fällen wahrscheinlich Zeolithe für Nephelin halten, welche secundär in der Glasbasis entstanden sind. — Die Spaltbarkeit des Nephelins ist wegen der meist sehr geringen Dimensionen der Individuen nur selten durch Spaltrisse ausgedrückt. Dennoch scheint ihr die bei diesem Mineral so sehr verbreitete Zeolithisirung zu folgen. Die Individuen erhalten dadurch oft ein eigenthümlich fasriges Aussehen (parallel, sehr selten senkrecht zur Hauptaxe), welches ihnen den Habitus des Melilith mit Pflockstructur giebt. Eine oft mit diesem Vorgang verbundene gelbliche Färbung erhöht die Ähnlichkeit. Behandlung mit Schwefelsäure, wobei sich aus Melilith zahlreiche Gypsnadeln bilden, bewahrt vor Verwechslung bei geeigneter Ausführung der Operation. — Der Nephelin umschliesst ausser den älteren Gemengtheilen Glas- und Gas-, wohl nur sehr selten Flüssigkeitseinschlüsse. — Der Nephelin ist nur selten in zwei Generationen ausgebildet.

Sanidin ist besonders in den nephelinreichen und olivinfreien bis olivinarmen Gesteinen als jüngstes Krystallisationsproduct vorhanden; die Menge desselben kann nicht unbeträchtlich sein (Katzenbuckel, Löbau); er ist barythaltig im Nephelinit von Meiches. Die Form desselben ist fast stets die eines auf grössere Erstreckung hin einheitlich polarisirenden Kitts. Eigenthümliche Röhrenbildungen, welche ursprünglich Flüssigkeitseinschlüsse gewesen zu sein scheinen, oder noch sind, zeigt er im Gestein des Katzenbuckels. Der Axenwinkel ist oft auffallend klein, doch war die Dispersion immer horizontal, wo sie erkannt werden konnte.

Plagioklas und Leucit haben die Eigenschaften, wie bei den Tephriten. Auffallend ist es, dass der oft recht reichliche Leucit in dem allbekannten Nephelindolerit von Meiches nicht idiomorph ist, sondern allotriomorph gegen Augit und Nephelin.

Die Mineralien der Sodalithgruppe bilden nur ältere Einsprenglinge von oft bedeutenden Dimensionen bis zu winzigsten hinab; ihre Form ist das Rhombendodekaëder, gelegentlich mit dem Oktaëder. Corrosionserscheinungen sind in ähnlicher Weise verbreitet, wie in Phonolithen und Tephriten. Die bekannten dunklen Ränder dieser Mineralien und die hellen äussersten Zonen folgen auch den Corrosionsumrissen. Es giebt eine nicht geringe Zahl von Vorkommnissen, in denen Hauyn oder Nosean den Nephelin bis zu vollständiger Verdrängung ersetzen.

Der Melilith hat die Form und die Eigenschaften, wie im Melilithbasalt.

Der Augit ist der am häufigsten in zwei Generationen auftretende Gemengtheil. Die intratellurischen Einsprenglinge* sind stets idiomorph in der Form des basaltischen Augit mit gewöhnlich stark herrschendem, prägnante Tafelform bedingendem (100). Zonarstructur parallel der Umgrenzung bei oft unregelmässig be-

* Rinne beschreibt grössere, „protogene", d. h. alten concretionären Ausscheidungen angehörige, Augite aus dem melilithführenden Nephelinbasalt des Hohenberges (Hamberges autorum) bei Bühne in Westfalen und des Burgberges bei Grebenstein in Hessen, welche angeschmolzen erscheinen und schon makroskopisch matt und bräunlichviolett aussehende und glasartig glänzende, tief grünlichschwarze Theile, letztere meist in der Mitte der Krystalle unterscheiden lassen. Die Erscheinung wird durch Einschlüsse bedingt. Die glänzenden Krystalltheile enthalten nur Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse, die matten daneben viel Olivinkörner, oft zu mehreren parallel geordnet, und ausserordentlich viel Einschlüsse von farblosem Glase, deren Dimensionen nach dem Rande des Wirthes hin oft bemerkbar grösser werden. Ausserdem besitzen diese „protogenen" Augite gegen den Basalt hin eine gelblich-röthliche Randzone, während die Hauptmasse derselben im Dünnschliffe farblos ist. — Auch rhombische „protogene" Pyroxene wurden beobachtet, die gleichfalls eine an Olivineinschlüssen reiche Randzone haben, welche grünlichweiss bis gelblichweiss aussieht. Die Substanz dieser Randzone zwischen den Olivinen ist gelblichweiss bis gelblichbraun, globulitisch gekörnelt, fasrig struirt und sehr schwach doppelbrechend. Gegen den Basalt hin werden diese rhombischen Pyroxene bisweilen von einem Magnetitkranz oder einem Saum von monoklinen Augitkryställchen eingefasst. — Daneben treten die bekannten Olivinfelsknollen im Gestein von Bühne auf, aus denen Rinne die isolirten Augite und Bronzite ableitet und an deren Gemengtheilen dieselben Verschlackungsphänomene, wie oben, zu beobachten sind. — Endlich kommen „protogene" Feldspathe und gabbroähnliche Massen vor (basischer Plagioklas, Olivin, diallagähnlicher Augit, etwas Bronzit und accessorisch grüner und violblauer Spinell in hypidiomorph-körnigem Gefüge). Rinne hält diese ebenso wie den Olivinfels für alte intratellurische Entwicklungsformen des basaltischen Magmas. Die Beschreibung erinnert sehr an den „Anorthitfels" im Eisenbasalt von Ovifak (S. 1020).

grenztem, also vor Absatz der jüngeren Schichten corrodirtem Kern, oder im Anschluss an Sanduhrform ist sehr verbreitet. Die Farben sind die gleichen, wie im Basalt; doch kommen in den nephelinreichen Gesteinen sehr oft allein oder neben grünlichen bis farblosen in reichlicher Menge violette bis nelkenbraune oder rothbraune Augite vor, die wahrscheinlich mehr oder weniger titanreich sind. Sie zeigen deutlichen bis starken Pleochroismus, wobei die in der Axenebene schwingenden Strahlen stets gelb bis gelbbraun, die dazu senkrecht schwingenden rothbraun, violett, nelkenbraun oder grün sind. — Aus den Auslöschungsschiefen der zonargebauten Augiteinsprenglinge in Schnitten nach (010) lässt sich oft schliessen, dass die Schalen nach aussen hin alkalireich werden. Die Unterschiede der Auslöschungsschiefen zwischen Centrum und Peripherie betragen bisweilen bis zu 30°. — Zwillingsbildung nach (100) ist sehr verbreitet; zwischen die beiden Hälften schieben sich oft zahlreiche Lamellen in Zwillingsstellung ein. — Die Spaltbarkeit ist zumeist sehr deutlich. — Orangegelbe bis grünlichgelbe Augite finden sich am Katzenbuckel, in der Eifel (Hannebacher Ley), und auf den Inseln des Grünen Vorgebirges. — Unter den Einschlüssen herrschen neben den älteren Ausscheidungen (Magnetit, Apatit, auch wohl Biotit, Amphibol, Hauyn) die Glaseinschlüsse. In manchen Nephelingesteinen nehmen diese Interpositionen den grösseren Theil der Augitdurchschnitte ein (Katzenbuckel).

Die Augite der Grundmasse sind meistens ebenfalls idiomorph und zeigen die gleichen Formen. Ihre Farbe ist gewöhnlich eine grünliche und sie besitzen keinen wahrnehmbaren Pleochroismus. Auch die Einschlüsse fehlen. — Wo nur eine Augitgeneration vorhanden ist, sind die einzelnen Individuen oft verschiedenfarbig oder sie besitzen auch zonare Structur. — Selbst da, wo den Grundmasseaugiten die scharfe Krystallform fehlt, ist der prismatische Habitus wohl erkennbar.

Aegirinaugit und Aegirin wurde nur in gewissen Typen, dann aber oft sehr reichlich (Cabo verde, Fernando Noronha, Katzenbuckel) beobachtet und erwies sich durchweg als sehr jungen Ursprungs in selbständigen Individuen und als Mäntel um basaltischen oder Titanaugit.

Der Biotit ist in gelappten mikroskopischen Blättchen sehr verbreitet in den Nephelingesteinen. Immer von brauner bis rother Farbe liegt er bald regellos im eigentlichen Gesteinsgewebe, bald

umrandet er oder hängt sich doch an die Eisenerze und den Olivin. In grösseren Einsprenglingen von oft scharfer idiomorpher Begrenzung, oft auch mit stark corrodirten Umrissen führen ihn besonders manche grobkörnige und nephelinreiche Typen. Er zeichnet sich hier (Katzenbuckel) gewöhnlich durch merkliche Schiefe der Auslöschung gegen die Spaltbarkeit und durch Zwillingsbildung nach dem Tschermak'schen Gesetz aus. Derselbe gehört z. Th. zum Anomit und ist nicht selten stark titanhaltig.

Hornblende ist weit seltener vorhanden als Biotit und fehlt den normalen Typen meistens ganz. Sie verhält sich, wenn sie Einsprenglinge bildet, ganz ebenso, wie in den Hornblendebasalten und Tephriten, ist stark corrodirt und oft zu einem Gemenge von Biotit und Magnetit umgewandelt. So beschreibt es z. B. Siegert von den Nephelinbasalten des Blattes Löbau-Herrnhut. — Nicht hierher, sondern jedenfalls zu den Katophoriten gehört die Hornblende des Katzenbuckeler grobkörnigen Dolerits. Ihre Farbe ist violettbraun und sie wird oft von grünem Aegirin mantelartig eingehüllt oder sie trägt terminal pinselförmige Büschel dieses Minerals. Nach ihrem Verhalten in der Flamme ist die Hornblende der Nephelingesteine stark natronhaltig.

Der Olivin hat genau die Eigenschaften wie im Basalt. Es scheint jedoch, als komme in den Nephelingesteinen eine jüngere Generation von Olivin nicht vor. Zwillingsbildung nach (011) und (012) wird mehrfach angegeben (Lenk, Rinne, Stock u. a.) und ist nicht selten. Neben der normalen Umwandlung zu Serpentin findet sich auch die Iddingsitpseudomorphose, welche schon Lenk aus der Süd-Rhön beschreibt. Dass der Olivin der Nephelinbasalte Ca-haltig sei, ist durch Quiroga (Nephelinbasalt von Beteta in der Serrania de Cuenca) und Leppla und Schwager (Nephelinbasalt von Oberleinleiter im Fichtelgebirge) dargethan.

Magnetit und Ilmenit sind schwer zu trennen, da der Magnetit, auch bei scharfer Oktaëderform, oft recht reich an Titan ist. Verwachsungen von Magnetit mit Ilmenit in der Form des krappbraun durchsichtigen Titaneisenglimmers studirte Lattermann in den Katzenbuckel-Gesteinen. Die Täfelchen des letzteren lagen der Oktaëderfläche des Magnetits parallel eingeschaltet und liessen sich durch Auflösen des Magnetits in Salzsäure im Schliffe in ursprünglicher Stellung isoliren*.

---

* Unveröffentlichte Beobachtung.

Der Apatit erreicht in den Nephelingesteinen bisweilen (Kaiserstuhl, Katzenbuckel, Löbau, Wickenstein, Ober-Wiesenthal im Erzgebirge) solche Dimensionen, dass man ihn mit blossem Auge wahrnimmt. Dann enthält er oft central, der Hauptaxe parallel, lang fadenförmige Glaseinschlüsse, die eine förmliche Axe in demselben bilden*. — Violette, bläuliche und graue Färbung und dann deutlicher Pleochroismus sind keineswegs selten.

Unter den accessorischen Gemengtheilen sind Melanit, Melilith und Perowskit so häufig vorhanden, dass es keiner Angabe besonderer Fundpunkte bedarf. — Titanit kommt in den mehr phonolithischen Abarten des Katzenbuckel-Gesteins, in Nepheliniten der Inseln des Grünen Vorgebirges, im Nephelinit des Ober-Wiesenthaler Eruptivstocks, im Massai-Land u. a. O. in wechselnder, aber nie in grosser Menge vor. — Zirkon wurde besonders von Thürach mehrfach nachgewiesen. — Wollastonit wurde von Mügge im Nephelinit des Massai-Landes beobachtet; er ist geneigt, denselben für eine Ausscheidung aus dem Magma zu halten, trotzdem er constant von einer Schmelzzone umgeben ist, die dann natürlich analog dem Resorptionshofe der Biotite und Amphibole in Phonolithen und andern Gesteinen zu betrachten wäre. — Pleonast giebt Sandberger aus dem Katzenbuckeler Nephelingestein an; ich habe ihn nie finden können. — Pseudobrookit wurde in demselben Vorkommen, und zwar in den Abarten mit gelbem Augit, von G. Lattermann nachgewiesen.

Structur und Classification der Nephelingesteine.

Die Structur der Nephelingesteine ist, wie diejenige der Basalte, bei der häufigsten und normalen Ausbildung entsprechend der effusiven Natur dieser Felsarten die porphyrische, und zwar in den meisten Fällen wohl die holokrystallin-porphyrische. Einsprenglinge in dem Sinne, dass diese intratellurische Bildungen sind, stellen ausser den Eisenerzen, dem Apatit, dem Perowskit, Titanit, Melanit, Hauyn (als Sammelbezeichnung für alle Mineralien der Sodalithfamilie) und Olivin fast nur die Glieder der Pyroxen-, Amphibol- und Biotitreihe. Sehr selten und mit Vorliebe in Gesteinen, welche sich dem phonolithischen Habitus nähern, bildet auch der Nephelin

* Stock giebt an, dass die grossen Apatite im Löbauer grobkörnigen Nephelindolerit eine Axe haben, welche ein feinkörniges Gemenge der Gesteinsgemengtheile darstellt.

unverkennbare Einsprenglinge. Dass indessen die Nephelinbildung z. Th. wenigstens auch in die intratellurische Periode fällt, ergiebt sich aus dem gelegentlichen Auftreten dieses Minerals als Einschluss. Die Reihenfolge dieser intratellurischen Ausscheidungen festzustellen, ist hier ebenso schwer, wie beim Basalt. So findet man Biotit in Augit und umgekehrt, Melanit in Augit und umgekehrt, Augit in Hauyn und umgekehrt. Wenn nun auch diese Verhältnisse auf eine lange Periode gleichzeitigen Wachsthums dieser verschiedenen Mineralgemengtheile hinweisen, so ist doch die Häufigkeit und Regelmässigkeit der gegenseitigen Umhüllungen eine sehr verschiedene und man kann es als Regel hinstellen, dass die Bildung des Apatits, der Eisenerze, des Perowskits, des Zirkons und des Titanits den Krystallisationsprocess des Magmas einleitete. Diese Mineralien sind durchweg idiomorph und kommen in allen andern eingewachsen vor, während sie selbst die andern niemals umschliessen. Immerhin hat die Magnetitausscheidung wohl noch oft weit in die Bildungsperiode selbst des Nephelins hineingereicht, wenn nicht der Idiomorphismus des Nephelins gegenüber manchen Magnetiten auf Krystallisation der letzteren in der Effusionsepoche schliessen lässt. — Ein zweiter Abschnitt beginnt mit der Krystallisation des Olivins, welcher in allen farbigen und farblosen Gemengtheilen als Einschluss in oft recht corrodirter Form auftritt, dagegen jene niemals einhüllt. Auch die Glimmerbildung ist ein früher Act gewesen, scheint aber bis tief in die Augitausscheidungsperiode hinein fortzudauern. Amphibol ist ein zu seltener Gemengtheil, um Allgemeines über seine Entstehungszeit sicher feststellen zu können. — Die Ausscheidung der intratellurischen Augite hat wohl früher begonnen, als diejenige der Nepheline, aber jedenfalls, wie diese, bis zum Schluss der intratellurischen Periode angedauert. — Die Hauynmineralien müssen sehr früh begonnen haben sich auszuscheiden und auch ihre Bildung geht bis an den Schluss der intratellurischen Periode. — In den meisten porphyrischen Nephelingesteinen liegen diese Verhältnisse viel einfacher: dort treten nur Apatit und Erze, Olivin und Pyroxen zweifellos intratellurisch auf. — Melilith scheint allenthalben älter zu sein als Nephelin, sowohl in der intratellurischen, wie in der Effusionsperiode.

Während der Effusionsperiode beginnt die Krystallisation wohl wieder mit dem Pyroxen; ihm folgt bald der Nephelin, dann der Sanidin, wo er vorkommt, und endlich schliesst der Vorgang even-

tuell mit der amorphen Erstarrung eines Krystallisationsrückstandes. Dass bei verschiedenen Vorkommnissen die amorphe Erstarrung des Magmas verschieden früh eintrat, ergiebt sich aus der selten braunen, meistens wasserhellen Farbe der Basis. Die braune Farbe deutet wohl an, dass noch krystallisirbare Augitsubstanz im Magma war, die wasserhelle Färbung dürfte das Gegentheil besagen. Wie bei den Basalten, ist auch bei den Nephelingesteinen oft eine zweite Magnetitgeneration sicher nachweisbar. — Die Aegirinbildung ist, wo dieses Mineral überhaupt vorkommt, einer der letzten Krystallisationsvorgänge im Magma während der Effusionsperiode.

Manche Nephelingesteine scheinen überhaupt keine Periode intratellurischer Krystallisation besessen zu haben; bei ändern ist dieselbe vielleicht auf Apatit- und Olivin-, sowie etwas Erzausscheidung beschränkt geblieben.

Die leichte Krystallisirbarkeit von Nephelingesteinsmagmen ist wohl die Ursache der Seltenheit von vitrophyrischen Formen in dieser Gruppe. Mir sind solche nur in Handstücken von Gethürms bei Angerod bekannt geworden und auch in der Literatur werden sie nur selten in typischer Ausbildung erwähnt. Charakteristisch ist es, dass die jedenfalls in ihrer normalen Entwicklung jäh gestörten Auswürflinge des Leilenkopfes im Brohlthal nach Dannenberg glasreich sind. — Geringe Mengen von Glas sind nicht gerade selten. In der Natur der Gemengtheile liegt es, dass dieses dann fast immer einen allgemein verbreiteten Kitt und nur selten eine Art Zwischenklemmungsmasse bildet. Doch kommt auch diese, und zwar in denselben Formen wie bei den Basalten vor, so z. B. bei Löbau und in verwandten, grobkörnigen Gesteinen. Sie ist dann nur selten rein glasig, weit häufiger durch Wachsthumsformen von Erzen und Augit, und durch trichitische Feldspath- (z. Th. erkennbare Plagioklas-) Fäden in gelegentlich sphärolithischer Anordnung entglast.

Wie bei den Basalten kommt auch bei Nephelingesteinen vielfach ein abrupter Wechsel in der Natur der Glasbasis vor; in farblosem Glase liegen tiefbraune rundliche oder unregelmässige Flecken, wohl auch längere Schlieren oder umgekehrt, wobei oft die eine Basis von Salzsäure angegriffen wird, die andere nicht. In sehr vielen Fällen liegen dann nachweislich durch das Basaltmagma eingeschmolzene Einschlüsse vor, deren Reste oft noch erkennbar sind. Dann ragen vom normalen Gestein her gern vom Normalen abweichende Augitmikrolithe in das fremde Glas, wie in

einen Mandelraum hinein oder in dem fremden Glase liegen in abweichender Anordnung, besonders gern in chondrenähnlichen Häufchen fremdartige Augitmikrolithe, wohl auch begleitet von andern fremden Neubildungen. Es kann oft recht schwer werden, solche aus eingeschmolzenen Gesteinsfragmenten entstandene Augithäufchen von dem Gestein selbst angehörigen, ocellaren Anhäufungen desselben Minerals zu unterscheiden. Eine solche centrische Anhäufung der Augitmikrolithe kann so durchgreifend in einem Nephelingestein ausgebildet werden, dass fast nephelinfreie Flecken mit fast augitfreien wechseln, so dass die Dünnschliffe für blosses Auge und Loupe eigenthümlich fleckig erscheinen.

In manchen Nephelingesteinen findet man die intratellurischen Bildungen zu kleineren und grösseren Nestern vereint. Diese können einerseits sehr bedeutende Dimensionen erreichen und andererseits zu mikroskopischen Grössen herabsinken. Es ist dies ein Vorgang, welcher in allen Effusivgesteinen beobachtet werden kann. Diese intratellurischen Aggregate erscheinen dann fast in Form und Aussehen, wie fremde Bestandmassen im normalen Gestein; Sauer, der dieselben in mannichfachster Ausbildung im Nephelingestein des Oberwiesenthaler Eruptivstocks beobachtete, nannte sie endogene Einschlüsse. Ähnliches beschreibt Stelzner vom Podhorn. Wie gelegentlich der Besprechung der Granitstructur erörtert wurde, ist von solchen Massen hypidiomorphe und miarolitische Structur zu erwarten und thatsächlich findet sich diese fast regelmässig. Denkt man sich nun ein Nephelinergussgestein unter solchen Bedingungen zum Ausbruch gelangt, dass die Verhältnisse ähnlich wie bei einem Tiefengestein verlaufen, beziehungsweise unter der Erdoberfläche krystallisirend, so kann ein ganzer Gesteinskörper diese Structur erlangen. Im zweiten Falle stellte das Gestein im eigentlichsten Sinne ein Tiefengestein dar, im ersten Falle würde eine hypidiomorph-körnige Structur durch Ineinanderfliessen der intratellurischen und Effusionsperiode entstehen. Die letztere Form der hypidiomorph-körnigen Structur, wobei die intratellurischen Bildungen nach der Eruption weiter wachsen, ist sehr verbreitet; die Häufigkeit derselben gegenüber saureren Gesteinen erklärt sich wohl durch die leichte Krystallisirbarkeit der Nephelingesteinsmagmen. Dass bei letzterem Vorgange die miarolitische Structur mehr oder weniger vollständig verschwindet, ist leicht verständlich.

Schlackige Structurformen kommen hier wie bei allen Effusivgesteinen vor. In den Hohlräumen sammeln sich gern die zeolithi-

schen und delessitischen Zersetzungsproducte der metasomatischen Periode der Gesteinsgeschichte.

Fluidale Phänomene werden wesentlich nur durch die Anordnung der pyroxenischen Gemengtheile hervorgerufen.

Dem herrschenden Brauch entsprechend sind hier mit den effusiven Nephelingesteinen auch typische und unzweifelhafte Tiefengesteinsformen zusammengefasst, weil sie mit jenen verbunden und wie jene tertiären Alters sind. Dahin gehören z. B. die tieferen Theile des Katzenbuckeler Stockes.

Die älteren Eintheilungen der Nephelingesteine berücksichtigten ausschliesslich das Korn derselben, und unterschieden analog wie bei den Basalten in Nephelindolerite und Nephelinbasalte. — Bořicky, welcher alle tertiären Nephelingesteine Böhmens, soweit sie nicht durch ihren Sanidingehalt zu den Phonolithen gehören, als Nephelinbasalte zusammenfasst, gliedert diese nach dem vorhandenen oder fehlenden Idiomorphismus des Nephelins und der davon abhängigen Sicherheit der Bestimmung dieses Minerals in Nephelinite und Nephelinitoïde. Jede dieser Gruppen wird dann nach dem Korn des Gesteins in Unterabtheilungen zerlegt. Überdies scheidet er von den Nephelinanamesiten eine Gruppe wegen ihres Reichthums an Nosean als Noseanite ab.

An dieser Stelle sollen die Nephelingesteine nach ihrem fehlenden oder vorhandenen Gehalt an Olivin in Nephelinite (olivinfreie) und Nephelinbasalte (olivinreiche Nephelingesteine) geschieden werden. Diese beiden Abtheilungen sind in keiner Weise scharf und absolut von einander getrennt, vielmehr durch olivinarme Glieder vielfach mit einander verbunden. In ihren normalen und häufigsten Repräsentanten sind sie jedoch, wie mineralogisch, so auch chemisch, in vielen Fällen auch durch geologische Momente gut charakterisirt. Während die Nephelinbasalte eine im Ganzen sehr einheitliche und fast allenthalben mit den gleichen Hauptcharakteren auftretende Abtheilung der Nephelingesteine darstellen, muss man unter den Nepheliniten eine Anzahl verschiedenartiger Typen zusammenfassen, welche eine einheitliche Darstellung ihrer Eigenschaften kaum gestatten.

Den bekanntesten Typus der **Nephelinite** — er heisse der doleritische — bilden die sogenannten Nephelindolerite von Meiches im Vogelsberg, Löbau in der Lausitz, vom Schreckenstein und mehreren Punkten der Umgebung von Aussig, von Podhorn bei dem Dorfe Abaschin unfern Marienberg in Böhmen, aus dem

Oberwiesenthaler Eruptivstock im Erzgebirge, vom Wickenstein bei Querbach in Schlesien und von der Stopfelskuppe bei Eisenach. Diese Gesteine haben bei grobem Korn vorwiegend hypidiomorphkörnige Structur, welche durch Aufnahme einer zwischen die Gemengtheile eingeklemmten Mesostasis gern in eine typisch intersertale Structur übergeht (Löbau, Wickenstein, Gegend von Aussig. Stopfelskuppe). Mineralogisch ist dieser Typus dadurch ausgezeichnet, dass neben Nephelin der charakteristische, pleochroitische, bräunlichroth durchsichtige Augit der natronreichen basischen Ergussgesteine den herrschenden Gemengtheil bildet, neben welchem Biotit im Ganzen spärlich, Hornblende kaum je auftritt, während Sanidin, z. Th. barythaltig, fast allenthalben, Plagioklas seltener, Leucit nur bei Meiches erscheint, und das Eisenerz Titaneisen oder titanhaltiges Magneteisen ist. Sie sind nephelinreich, der Nephelin ist aber oft stark zeolithisirt (Wickenstein, Schreckenstein, Stopfelskuppe). — Geologisch ist dieser Typus anscheinend an Nephelinbasalt gebunden. So tritt das Gestein von Meiches nach Sommerlad entweder gangförmig oder als grössere Ausscheidungen in Nephelinbasalt unter Tage auf, während oberflächlich Feldspathbasalt ansteht. Dasselbe enthält accessorisch Sodalith und Titanit. — Das Gestein von Podhorn bildet Nester in Nephelinbasalt und enthält gleichfalls Sodalith. — Die nahe Beziehung des Gesteins von Wickenstein bei Querbach zu Nephelinbasalt wird von J. Roth und Tripper hervorgehoben; es bildet centrale Massen in solchem. Für die Vorkommnisse aus der Umgebung des Schreckenstein oberhalb Aussig in Böhmen hat Hibsch neuerdings die Natur als Gänge und segregation veins in Nephelinbasalt (T. M. P. M. 1891. XII. 167) und für den Nephelinit der Stopfelskuppe bei Eisenach Bornemann erwiesen. Die Gänge sind auffallend schmal, fussbreit, bis zu wenigen Centimetern herabsinkend. — Lenk fand grobkörnige und apatitreiche Nephelinite in der „Höhe“ westlich von Leubach bei Fladungen am Ostrande der Langen Rhön, der sich gleichfalls aus Nephelinbasalt entwickelt und von glasreichen Trümern durchzogen wird. — Ebenso steht das Löbauer Gestein in nächster Beziehung zu Nephelinbasalt. Nach Siegert bildet es Schlieren in Nephelinbasalt, deren Grenze nicht scharf, sondern ausgezackt und buchtig ist. Obschon der Übergang aus dem einen Gestein in das andere ein recht rascher ist, kommen doch auch anamesitische Zwischenformen vor. — Der doleritische Nephelinit des Oberwiesenthaler Eruptivstocks findet sich nach Sauer wesentlich im Centrum des

Stocks auf der Höhe des Zirolberges. Das Gestein nimmt Olivin in kleiner Menge und titanhaltigen Biotit auf, mit dessen Eintritt der sonst verbreitete Perowskit verschwindet. Nach der Peripherie hin wird das Gestein porphyrisch, wobei Augit und Hauyn die Einsprenglinge bilden, sehr oft hauynreich und dabei stark perowskithaltig. Dann tritt auch farbloses bis hellbraunes, natronreiches und mit Salzsäure gelatinirendes Glas in der Grundmasse gelegentlich sehr reichlich auf; derartige Ausbildungsformen finden sich nicht nur randlich, sondern auch in der Durchtrümerungszone des Stocks SO. von Stolzenhann und N. vom Böhmisch-Wiesenthaler Kirchhof. Selten sind leucithaltige Abarten, deren durchweg zu Analcim umgewandelter Leucit nur Einsprenglinge bildet. Auch diese Formen sind hauyn- und glasreich. Im Nephelinit, zumal auf der Höhe gegenüber dem Friedhof von Böhmisch-Wiesenthal, finden sich zahlreich Sauer's „endogene Einschlüsse", welche sich in mannichfachster Combination aus Augit, Nephelin, Amphibol, Biotit, Magnetit, Ilmenit, Perowskit, Titanit und einem melanitähnlichen Mineral mit hohem Titansäuregehalt ($SiO_2 = 29{,}15$, $Al_2O_3 = 6{,}50$, $TiO_2 = 10{,}84$, $Fe_2O_3 = 21{,}29$, $CaO = 29{,}40$, $MgO = 0{,}98$) aufbauen. — In ausserordentlich grobkörniger und normaler Zusammensetzung fand sich dieser Typus gelegentlich in Blöcken, welche in der Streitgasse bei Oberbergen unter dem Löss herausragten.

Lacroix beschreibt Gänge von Nephelinit vom Puy de Saint-Sandoux (Puy-de-Dôme), die er mit dem Gestein von Meiches vergleicht. — Grobkörnige Nephelindolerite mit reichlichem Gehalt an Sodalith, aber auch an Olivin schildert G. H. Williams von der Insel Fernando de Noronha. Fasst man alle diese Vorkommnisse in ihrem geologischen Zusammenhange auf, so ergiebt sich, dass manche der grobkörnigen Dolerite wohl intratellurische Bildungen, die meisten aber gangförmige Massen sind, denen man nach ihrem Verhalten gegen den Nephelinbasalt mit Becke und Hibsch dieselbe Stellung wird anweisen müssen, wie den Pegmatitgängen und Pegmatitmassen zu den Graniten.

Diesem Typus ist jedenfalls nahe verwandt ein Vorkommen, welches Mügge von dem noch thätigen Vulkan Dönjo Ngai im Massai-Lande, SO. Afrika, beschreibt. Ein grobkörniges Gemenge von Nephelin und Augit mit etwas grünem Glase in intersertaler Structur führt accessorisch Melanit (mit Resorptionserscheinungen), Wollastonit (auch in Drusen aufgewachsen) und Titanit. Magnetit fehlt. Die Resorptionsphänomene im Melanit (starke Trübung durch

kleine opake Körner, welche das Mineral erfüllen, steigern sich in glasreicheren Varietäten des Gesteins zu vollständiger Schmelzung desselben, so dass ein Individuum dieses Minerals halb aus Melanit, halb aus einem braunen Glase von hohem specifischem Gewicht (es fällt in Scheideflüssigkeiten mit den schwersten Gemengtheilen) und leichter Angreifbarkeit durch Salzsäure besteht. Durch gänzliche Auflösung des Melanit entstehen Glasschlieren.

Durch die auch mikroskopisch noch geringe Korngrösse und den weit höheren Augitgehalt unterscheidet sich von diesem doleritischen Typus eine Gruppe von Nepheliniten, welche im Erzgebirge und Böhmen ziemlich verbreitet ist, und als deren Repräsentanten das in den Sammlungen oft anzutreffende, hauynreiche Gestein von Neudorf unfern Annaberg angesehen werden kann. Hauyn, neben welchem Nephelin meistens gar nicht oder nur in sehr geringer Menge nachzuweisen ist, und basaltischer Augit bilden die wesentlichsten Gemengtheile. Die Structur ist vorwiegend hypidiomorph bis panidiomorph-körnig; Basis tritt nicht selten in das Gesteinsgewebe ein, aber bei dem winzigen Korn der Gesteine nicht als Mesostasis, sondern als mehr continuirlicher Kitt. Etwas Biotit und Perowskit sind vorhanden. Dahin wäre zu rechnen: Klössberg bei Königswalde (mit Perowskit, Leucit und stellenweise nicht gerade spärlichem Olivin), Steinhöhe bei Seifen (mit Leucit und Perowskit), Spitzberg bei Gottesgab (mit Perowskit), Kuppe zwischen Kölbl und Spitzberg (mit braunem Glase) auf Section Wiesenthal, Kuppe des Eisensteinberges im Crottendorfer Revier, Schneisse 6 NW. Hirschpfalz (mit Biotit) und Schneisse 2 SO. Wedelberg (mit Amphibol) auf derselben Section. Die beiden letztgenannten Vorkommnisse spielen in einen später zu besprechenden Typus hinüber. — Das Gestein vom Salzberg bei Schlan in Böhmen mit reichlichem Hauyn und Perowskit und etwas Olivin ist überaus ähnlich dem Neudorfer Gestein und fällt durch grosse, dunkle und pleochroitische Apatitsäulen auf. — Nach Schalch's Darstellung gehören hierher die Gesteine vom Mückenberg bei Halbmeil (mit Leucit und Perowskit), an der Strasse von Halbmeil nach Zwittermühl (ebenso) und von der Vorderen Kohlung bei Rittersgrün (ebenso, auch melilithführend) auf Section Johanngeorgenstadt, nach Hansel dasjenige von der Prischower Kuppe unfern Manetin in Böhmen, nach Clements Sturhübel bei Unter-Wohlau, Dürrmauler Berg, Kojetitz, Wickwitz und andere Orte im Duppauer Gebirge in Böhmen.

Dieser Typus — er heisse der basaltische — unter-

scheidet sich von den nosean- oder hauynreichen Tephriten dadurch, dass er keine Spur von phonolithoidem, sondern durchaus basaltoiden Charakter hat, nur dass ihm der Olivin fehlt. Er tritt auf Gran Canaria (durch etwas Plagioklas in Tephrit hinüberspielend), aber hier frei von Perowskit, Leucit, Melilith und Hauyn mit körniger Structur auf. — Mit porphyrischer Structur, ebenfalls ohne die genannten accessorischen Mineralien und z. Th. mit gelbem Grundmasse-Augit beschreibt ihn Doelter vom Ribeirão João Affonso, Salto preto an der Cova d'agua, Campo grande, Rio Frio und der Tarafalbai auf S. Antam, von Chada Mula auf S. Thiago und von S. Vicente, Capverde-Inseln. Der Nephelinarmuth entsprechend finden sich Übergänge in Pyroxenite. — Mit farbloser Glasbasis, in welcher kleine Nephelinflecke liegen, dabei titanit-, fluorit- und pyrithaltig beschreibt Törnebohm diesen dichten Typus gangförmig von Södra Berge in Medelpad, Schweden. — In vitrophyrischer Gestaltung mit zierlicher krystallitischer Entglasung durch Augitwachsthumsformen kommt dieser Typus bei Gethürms unfern Angerod im Vogelsberg vor.

Durch die mehr oder weniger körnige Structur und holokrystalline Ausbildung, sowie die Mengenverhältnisse von Nephelin und Hauyn zu Augit, und das Fehlen anderer Bisilikate schliessen sich nahe an den erstbeschriebenen Typus das Gestein von der Hannebacher Ley (mit viel Melilith) und der sogenannte Hauynophyr vom Monte Vulture bei Melfi* (mit sehr viel Hauyn) an. Beide Gesteine sind olivinfrei, der Augit ist ausgesprochen gelb im zweiten und hat nicht selten ins Gelbliche neigende Farbentöne auch im erstgenannten. — Dem Gestein von Melfi scheinen gewisse der Capverde-Nephelinite Doelter's durch ihren Hauynreichthum und den z. Th. citronengelben Augit nahe zu stehen. Sie unterscheiden sich davon durch das Auftreten von zwei Nephelingenerationen, die

* Deecke's Beschreibungen entsprechen den mir zugänglichen typischen Hauynophyr-Proben nicht. Nach ihm soll keinem Gestein des Monte Vulture Leucit fehlen, den auch Zirkel schon angab, der aber oft nur in der Grundmasse vorhanden sei. Meine Proben haben weder Leucit, noch Grundmasse. In manchen Vorkommnissen verdrängt nach seiner Angabe Plagioklas den Nephelin, Sanidin ist spärlich, aber allgemein vorhanden. — Olivin erscheint vereinzelt in Gesteinen des Monte Vulture-Kraters und in Bomben. — Melilith ist wesentlicher Gemengtheil in gewissen Abarten. Deecke stellt den eigentlichen Hauynophyr zum Nephelin-Leucittephrit. — Glashaltige Formen des Hauynophyr treten unter den Lapilli und Schlacken auf. — Unter den Tuffen des Vulture finden sich solche mit Sanidin und Melanit und solche mit viel Hauyn; diese sind jünger.

eine idiomorph, die andere allotriomorph (Topo da Coroa mit Titanit). oder zweier Augitgenerationen (Covão, Monte Ella, Campo Grande. Topo do Padre auf S. Antão). — Dem Hauynophyr vom Monte Vulture, soweit er mir bekannt wurde, sind an die Seite zu stellen die sehr hauyn- und melanitreichen, z. Th. auch perowskithaltigen Gänge vom Horberig bei Oberbergen im Kaiserstuhl. Sie setzen auf der Vogtsberger Seite des Bergsporns auf und lassen Hauyn und Melanit schon mit blossem Auge erkennen, seltener den Augit, nie den Nephelin, auch wo er etwas reichlicher auftritt. Oft fehlt er ganz. Die Structur ist körnig. Die Gesteine führen vielleicht etwas mehr Augit, als das vom Monte Vulture.

Durch das vollständige Fehlen von Augiteinsprenglingen, der hie und da durch Biotit vertreten wird, durch die Armuth an farbigen Gemengtheilen, die Häufigkeit des Aegirin in Mikrolithenform ist ein anderer Typus ausgezeichnet, den man einen phonolithischen nennen könnte. Die Repräsentanten desselben sind ausgesprochen grün, die Nepheline scharf idiomorph in zwei gut zu unterscheidenden Generationen und haben die Mikrostructur der Nepheline im Phonolith, Sanidin kommt bald vereinzelt, bald etwas reichlicher in schmalen Leistchen vor. Die Structur ist unverkennbar porphyrisch. Hierher gehören gewisse Vorkommnisse von S. Antão, Capverdische Inseln, welche Doelter beschrieben hat, und von denen ich seiner Freundlichkeit ein Beispiel verdanke. — Zwischen diesem Typus und den Camptoniten vermittelt nach Rosiwal ein Nephelinit von den Maerú-Bergen in Südostafrika. Er führt etwas braunen Akmit.

Übergänge aus den Nepheliniten in die Nephelinbasalte durch Eintritt von Olivin kommen besonders oder vielmehr nahezu ausschliesslich in den beiden zuerst beschriebenen Typen vor. Das Hauptgestein des Katzenbuckels* liefert dafür ein gutes Beispiel.

* Über diesen wichtigen Fundort, dessen sorgfältige Untersuchungen durch G. Lattermann leider noch immer nicht zur Veröffentlichung gelangten, sei mitgetheilt, dass ein ziemlich lebhafter Steinbruchbetrieb nunmehr die geologischen Beziehungen der verschiedenen Gesteinsarten dieses Berges blossgelegt hat, welche früher nur in losen Blöcken gefunden werden konnten. Die Hauptmasse des Gipfels am Katzenbuckel besteht aus recht normalem Nephelinbasalt, feinkörnig bis dicht mit Einsprenglingen von Augit. In den tiefsten Theilen unmittelbar über dem Niveau des Buntsandsteins finden sich noch heute im Gebüsch die Stücke des glimmerreichen, ganz granitoiden, grobkörnigen Nephelintiefengesteins, die in den Sammlungen verbreitet sind und die chemisch und mineralogisch durchaus von dem Nephelinbasalt abweichen. Idiomorpher und oft resorbirter titanreicher

Die **Nephelinbasalte** sind bei weitem typenärmer als die Nephelinite. Zu dem normalen Bestande von Nephelin, Augit, Olivin, Erzen und Apatit gesellt sich ohne eigentliche Änderung des Typus Biotit und sehr selten Amphibol. Auch der Eintritt oder das Fehlen von Hauyn ist von geringem Moment. Sehr häufig sind Übergänge in Melilithbasalte, seltener solche in Leucitbasalte. Am häufigsten ist Plagioklas als Übergemengtheil vorhanden und bedingt Übergänge in Nephelinbasanit, von welchem die Gesteine oft kaum zu trennen sind. So beobachtete Hazard, dass Nephelinbasalt bei Rumburg, Alt-Eibau und Schönborn in der Lausitz nur schlierenartig im Nephelinbasanite auftrete und dasselbe fand Lord im Fichtelgebirge. Das Gefüge pflegt sehr dicht zu sein.

Die Verbreitung der Nephelinbasalte ist eine weit grössere, als diejenige der Nephelinite. Sie fehlen gänzlich nur in den Basaltformationen Islands, der Färoer, Irlands und der westschottischen Inseln, des centralfranzösischen Plateaus, Ungarn-Siebenbürgens und des Aetna.

Die Nephelinbasalte des Hegaus (Osterbühel S. Leipferdingen, Haslach N. Watterdingen, Höwenegg S. Immendingen, Neuhöwen NW. Engen, Hohenhöwen SW. Engen, Hohenstoffel W. Westerdingen, Randen S. Riedöschingen, letzterer mit Hauyn nach Stelzner), welche zuletzt von Grubenmann zusammenfassend beschrieben wurden, sind durch oft sehr bedeutenden Gehalt an Melilith und Perowskit ausgezeichnet, und stehen inmitten der typischen Nephelin- und der typischen Melilithbasalte, in welch letztere sie bisweilen vollkommen übergehen. Grubenmann möchte sie daher auch lieber nephelinführende Melilithbasalte als melilithführende Nephelinbasalte nennen. Interessant ist der hohe Chromgehalt der Gesteine, welchen Grubenmann dem Augit zuweist. Erinnert sei an die Olivinzwillinge,

---

Biotit und Anomit, Diopsid mit Mänteln von Aegirinaugit und Aegirin, zahlreiche Noseane oder Hauyne, Nephelin, sehr viel Apatit in grossen einschlussreichen Individuen, sämmtlich idiomorph, liegen in einem, oft reichlich von Aegirinaugit und Aegirin durchspickten Kitt von Sanidin, der genau die Rolle spielt, wie Quarz im Granit. Zwickel zwischen den idiomorphen Gemengtheilen, wo der Sanidinkitt zurücktritt oder fehlt, sind mit Aegirin, Katophorit und mit Zeolithen erfüllt. — Einen mächtigen Gang in den tieferen Theilen bildet der oben S. 485 beschriebene Tinguaitporphyr und in diesem treten in Trümern die Tinguaite (S. 486) auf. Das pseudobrookitreiche Gestein mit gelbem Augit ist eine Abart des Nephelintiefengesteins und offenbar secundär aus diesem entstanden, wohl durch pneumatolytische Vorgänge. Der Pseudobrookit ist an die Stelle des mit Ilmenit durchwachsenen Magnetits getreten.

welche Kalkowsky aus dem Randener Gestein beschrieb. — Im Schwarzwald gehört nach Williams zum hauynfreien Nephelinbasalt mit farblosem Glase ein basaltischer Gang im Granitit vom Hauenstein SW. Hornberg, welchen Möhl als lichten Magmabasalt mit Hauyn beschrieben hatte. — Auf der schwäbischen Alb ist das Gestein vom Eisenrüttel O. Gächingen ein Nephelinbasalt, ferner nach E. Fraas der Gang im Tuff des Gaisbühl bei Reutlingen, Kohlberg, Sternberg und Buckleter bei Urach.

Am Kaiserstuhl findet sich Nephelinbasalt am Scheibenberge und im Liegenden der Limburgtuffe bei Sasbach, am Rheinufer zwischen Burg Sponeck und dem Flecken Burgheim, und in der Haggasse bei Oberschaffhausen (mit Hauyn). Die Blöcke des letzteren Gesteines treten zusammen mit solchen von Leucitbasalt und Basanit auf. Geologisch gehören zu den Kaiserstuhler Nephelinbasalten auch ein Gang vom Handschuhshof unter dem Rossberg zwischen Herdern und Zähringen bei Freiburg und die kleine Kuppe des Mahlberg im Breisgau. — Von der linken Rheinseite ist ein Vorkommen von Essey-la-Côte zu erwähnen, und nach Bücking ein Gang südlich von Urbeis (Kreis Rappoltsweiler).

Aus dem Bauland und Odenwald gehören zum Nephelinbasalt ausser dem Gestein vom Katzenbuckel, die Kuppe im Keuper vom Steinsberg bei Weiler (mit Sanidin; in manchen Abarten kommt neben Biotit und Hornblende auch etwas Plagioklas vor, so dass Übergänge in Buchonit entstehen), zwei Gänge im Wellenkalk bei Neckarbischofsheim und einer am Hamberg bei Neckarelz, nach Chelius zwei Vorkommnisse am Schlossberg und der Bangertshöhe im Gneiss bei Auerbach und aus der Umgebung von Darmstadt die Vorkommnisse von Offenthal (mit Hauyn und Melilith), Bulau bei Dietzenbach, Eichwäldchen bei Götzenhain, Egelsbacher Wingerten, zwischen Sporneiche und Mainzer Eichen (mit Plagioklas), Dieburger Weg, Frankfurter Strasse nördlich Langen, Rossberg bei Rossdorf (hauynreich), Stetteritz bei Gundernhausen, Zahl NW. Rossberg. Diese Vorkommnisse haben z. Th. kräftig metamorphosirend auf das durchbrochene Rothliegende gewirkt; die sogenannten Tachylyte, Hydrotachylyte und Hyalomelane vom Rossberge sind in Wirklichkeit nur geschmolzene Gesteinseinschlüsse nach Chelius' Untersuchungen. Ferner nach Chelius und Klemm Niederhauser Kuppe gegenüber Schloss Lichtenberg, Galgenberg bei Zipfen-Lengfeld, Galgenstein bei Oberklingen (mit Biotit, Hauyn und ? Leucit), Von der Haid Mühl ebenda (leucithaltig und ähnlich

dem Ötzberg), Ötzberg bei Hering (hauynführend, leucitfrei), Hasenberg, Buchberg und Querberg auf Blatt Neustadt, Obernburg, z. Th. glasführend, Klein- und Gross-Ostheim.

Aus Hessen und Thüringen und den benachbarten Gegenden sind zu erwähnen die Nephelinbasalte vom Hohenberg (Hamberg) bei Bühne (mit viel Hauyn, etwas Melilith), Daseburg auf der Warburger Börde (hauynreich, olivinarm, recht ähnlich dem Nephelinit von Neudorf), Böddiger SSW. Cassel (nach Möhl), Mercurstempel auf Wilhelmshöhe bei Cassel, nach Rinne Tannenwald N. vom Herkules und Druselthal im Habichtswald, Alpstein bei Kirchhosbach (nach Moesta zeigt der durchbrochene bunte Sandstein kräftige Contactwirkungen), Eckerich bei Fritzlar, Mühlenberg bei Werkel, Helle Warte und Auf dem Hellen bei Fritzlar, Hohenberg bei Züschen, Bärenberg bei Zierenberg, Hohenstein bei Dörnberg, Hüssenberg bei Eissen, Igelsbett bei Oberlistingen, Rettberg und Burgberg bei Grebenstein, Wachenköpfl bei Metze, nach Fromm Hunrodsberg bei Cassel, Hohenkirchen ebenda, nach Oebbeke viele Fundorte auf Blatt Oberaula und Neukirchen in Hessen, Mölln bei Cassel, Hofgeismar (mit Melilith), Essiggrube bei Fritzlar (mit Perowskit), Steinbühl und Trift bei Elbenberg (letztere mit Melilith und Perowskit), Grebenstein bei Hofgeismar (sehr melilith- und hauynreich), Mardorf, Eppstein am Taunus, Laubach (mit etwas Plagioklas), Meiches und Ziegenstück zwischen Ilbenhausen und Herbstein im Vogelsberg (nach Sommerlad), Rosengärtchen und Steiers bei Schlüchtern (nach Knapp), Wackenbühl im Seulingswalde bei Höhnebach, Pflasterkaute im Thüringer Wald, Kohlbach bei Baireuth (mit etwas Leucit nach Zirkel). — Aus der Rhön: Kaltennordheim (mit ziemlich viel Plagioklas) und Pferdekuppe (ebenfalls mit etwas Plagioklas), Stoppelsberg bei Schwarzenfels, Kreuzberg bei Bischofsheim, Oberbernharder Höhe, Fuldaquelle an der Wasserkuppe; nach Bücking: NW. Gerstengrund am Geisaer Wald, 1 km S. Bremen, Dietrichsberg bei Lengsfeld, Stein O. Kirchhasel, Fürsteneck und Lichtberg bei Eitersfeld, Saisberg bei Maunsbach, Steinberg SO. Schenklengsfeld, Buchwald S. Rasdorf, Setzelberg, Südseite des „Vorderen Wald“ und Sachsenberg im Geisaer Wald, Ulsterberg bei Wacha (glasreich), Pietzelstein bei Spahl (ebenso). — Aus dem Gebiet zwischen Rhön und Thüringer Wald beschreibt Bücking Nephelinbasalte vom Strauchhahn bei Römhild, vom Grossen Dollmar (der Olivin ist z. Th. in ein parallelfasriges Mineral von starkem Pleochroismus, dunkelblau-

grau und schmutziggelbgrau, umgewandelt; die Fasern stehen senkrecht zur Hauptspaltbarkeit des Olivin; der parallel der Faseraxe schwingende Strahl ist der stark absorbirte), Blessberg bei Rossdorf, Hunnkopf bei Immelborn, Kerbe am SW.-Abhang des Hunnkopfes bei Immelborn (mit derselben Umwandlung des Olivin, wie am Grossen Dollmar, in deren weiterem Verlauf auch muscovitähnliche Blättchen entstehen), Riederhof bei Oberkatz, Geba. — Eine grosse Anzahl von Fundorten giebt Lenk aus der südlichen Rhön an, die er als glasreiche und glasfreie Gesteine unterscheidet. — Eisenbahneinschnitt bei Hörschel unfern Eisenach (übergehend in Limburgit).

Hauynreich sind die in Limburgite übergehenden Nephelinbasalte des Blattes Rieth der geologischen Karte von Preussen, deren thüringische und Rhön-Blätter zahlreiche Fundorte geben.

Aus dem niederrheinischen Vulkangebiet stellte schon Zirkel zu den Nephelinbasalten die Laven vom Herchenberg (mit ziemlich viel Melilith, oft auch mit reichlichem Biotit), Scharteberg bei Kirchweiler in der Eifel (mit Hauyn), Mosenberg (mit Leucit und Biotit, nach Hussak auch Melanit). — Nach Hussak gehören hierher: Käsekeller und Falkenlei bei Bertrich, Nerother Kopf, Riesenmauer bei Utzerath (mit Leucit), Felsberg (etwas Melilith), Hohenfels (ebenso), Bongsberg bei Pelm (mit viel Melilith), Sonnenberg bei Pelm, Buch bei Hillesheim, nach K. Vogelsang Tomberg bei Wormersdorf, Steineberg bei Mehren und Nitzbach's Steinchen bei Adenau.

Aus den citirten Arbeiten der sächsischen Landesgeologen ergeben sich als Nephelinbasalte Sachsens: Rabenberg, Niederer Thesenwald, S. Olbernhau auf Section Zöblitz, Schönauer Berg bei Bahnhof Zwota, Oberzwota, Ursprungberg, Gemeindeberg, Kottenhayde, Landesgemeinde-Thal, Hirschberg (die vier letzteren melilithführend) auf Section Zwota, zwischen Pleyl und Schmiedeberg, auf Section Kupferberg, Klössberg, Weisser Hirsch unweit Jöhstadt, Bärenstein auf Section Annaberg, Habichtsberg bei Neudorf auf Section Wiesenthal, Frauengrün, Niederreuth, Oberreuth (mit Melilith), S. Raun (mit Hauyn), Hohendorf (hauynreich und mit chondrenähnlichen Aggregaten von Augit, Nephelin und Magnetit), Fleissen (mit z. Th. eingeschmolzenen Granit- und Gneisseinschlüssen) auf Section Elster; — Alte Haus und Wohlbach bei Adorf, Flur Breitenfeld bei Markneukirchen (an diesem Gestein wiesen Stelzner und Schulze durch chemische Analyse des sogenannten Nephelinitoid

nach, dass er identisch mit Nephelin sei) und Dorf Adorf auf Section Adorf. Das Gestein von der Breitenfelder Flur umschliesst Phyllitfragmente, welche z. Th. bis auf die Quarzkörner eingeschmolzen sind. Aus der Schmelze haben sich Augit, Magnetit und Spinell ausgeschieden. — Nach E. Schmidt tritt am Gutberge bei Ebersbach* und am Nordabhang des Kottmar unfern Löbau in der Lausitz Nephelinbasalt von gleicher Beschaffenheit, wie in Löbau auf. Nördlich von Reitzenshain und Ostseite des Lauschhübels bei Ober-Natzschung auf Blatt Kühnhaide-Sebastiansburg, Wilisch auf Blatt Kreischa-Hänichen, Meisenberg, Wachthübel auf Blatt Sayda, Holzhau und Neudorfer Berg auf Blatt Nassau, Oberrottendorf auf Blatt Neustadt-Hohwald, Oberschlottwitz auf Blatt Glashütte, Richter's Steinberg und Gickelsburg auf Blatt Königstein-Hohnstein, Schafberg und Heinrichsberg auf Blatt Baruth-Neudorf, Neustelliger Hübel, Hochhübel und Gang SW. Spitzhübel auf Blatt Sebnitz-Kirnitzschthal, Schefferholz und Schwarzenberg auf Blatt Olbernhain-Purschenstein, Landberg und Aschershübel (mit viel Einschlüssen von meistens vollkommen verglastem Porphyr mit einem grünlichen Saum von Augitmikrolithen und mit Einschlüssen von Magnetkies in 1—1,5 cm grossen eckigen Brocken und einem wallnussgrossen Einschluss von geschmeidigem, grauweissem ged. Eisen) auf Blatt Tharandt, Cottaer Spitzberg und Klein-Cotta auf Blatt Pirna, Hirthstein bei Satzung auf Blatt Kühnhaide, Spitzberg, Silberberg und Rosenhainer Höhe auf Blatt Löbau-Reichenbach, Hundskirche bei Loosdorf, Schielgrund und N. von Herrnskretschen auf Blatt Gross-Winterberg-Tetschen, Löbauer Berg, Spitzberg, Hutberg und Wachberg auf Blatt Löbau-Herrnhut, Bubenik bei Dehsa und Waditz auf Blatt Hochkirch-Czorneboh. — Aus Möhl's Arbeit über sächsische Basalte ergeben sich noch die folgenden Fundorte. Allerdings sind die Bestimmungen nicht immer ganz sicher*. Hackekuppe bei Hinterhermsdorf, Hirschwald, W. von Hinterhermsdorf, Schönaer Berg zwischen Zirkelstein und Zschirnstein, Friedebach am Meissenberg, zwischen Friedebach und Clausnitz (mit Glimmer), zwischen Rechenberg und Grünewald, zwischen Geyersberg und Lichtenwalde, Schlossberg Lichtenwalde, Ahornberg zwischen Einsiedel und Deutsch-Neudorf, Haldenstein bei Brandau in Böhmen, Scheibenberg (mit Leucit, Glimmer und Melilith), Flur Brandau in

* Nach Stelzner (L. J. B.-B. 1882. 411) Feldspathbasalt. Aus der in der ersten Auflage dieses Buches mitgetheilten Möhl'schen Liste wurden manche Fundorte gestrichen, deren irrige Bestimmung mittlerweile nachgewiesen wurde.

Böhmen, Gunzenauer Flur, Brambach zwischen Adorf und Eger (mit viel Hauyn und etwas Melilith), Ebmatter Flur an der böhmischen Grenze, Halbendorf, Stromberg am Weissenberg, Dolkewitz, Spitzberg bei Sohland, Deutsch-Paulsdorfer Spitzberg, Schwarzer Berg bei Herbigsdorf, Wittgendorf bei Zittau, Marterstein bei Oschitz (mit Hornblende), Fränzelberg bei Oberhennersdorf, W. von Neusalza an der böhmischen Grenze, zwischen Friedersdorf und Neusalza, Eibauer Flur, Ober-Oderwitz (mit Plagioklas), Schacht bei der Oderwitzer Kirche (mit Hornblende), Gühnelberg bei Oderwitz (mit Hornblende), Oberfriedersdorf, Bertsdorf bei Zittau, Hospitalsforst bei Eichgraben, Johannisstein bei Hain (mit Amphibol und Titanit), Lausche bei Zittau, Falkenau bei Kamnitz, Böhmisch Kamnitz, Kleisberg bei Röhrsdorf (mit Plagioklas und Hornblende), Hirschberg bei Kreibitz (mit Plagioklas), Mückehahn bei Böhm. Leipa, Swoikaner Berg bei Böhm. Leipa (mit Plagioklas), Schanzenberg bei Herwigsdorf, Hutberg bei Ostritz, Hainmauer zwischen Radmeritz und Wilkau, Klapperberg bei Radmeritz, Galgenberg zwischen Burkersdorf und Dittersbach, Dittelsdorf, Ober-Eckartsberg bei Zittau, Steinberg bei Dittelsdorf. — Ein Theil dieser Vorkommnisse kann möglicherweise zu den Nepheliniten oder auch zu den Tephriten gehören. — Nach Zirkel wären aus Sachsen noch nachzutragen ein Nephelinbasalt zwischen Joachimsthal und Platten nach E. Geinitz Stolpen.

Bořicky beschreibt als Nephelinitoide die Gesteine vom Vinaricer Berge, Paskapole zwischen Velmin und Boreslau, Hummelberg bei Podersam, Giershübel bei Langgrün, Beykov bei Jenschowitz, Grosse Borney, Buchsäuerling, Kühnelsberg bei Neustadtl-Sandau, Grabberg bei Beschgaben, Sattelberg bei Beschgaben, Hutberg bei Bensen, Galgenberg bei Mscheno, Chlomek bei Dobravic, Ranayer Berg am linken Elbufer, Framiki bei Meronitz, Lipenay bei Teplitz, Pokau bei Aussig, Schweizermühle zwischen Postic und Pokau, Habri bei Türmitz, Honosicer Berg, Hasenberg zwischen Kresen und Sedletz, Berg Blanik, Lobosch bei Lobositz, Radobyl bei Leitmeritz, Dlaschkowitz, Hohe Schafberg und Lindenberg bei Houska. Manche dieser Gesteine enthalten nach der Beschreibung keinen Augit, sondern nur Hornblende oder doch vorwiegend Hornblende, ferner bald Leucit, bald Plagioklas und sind z. Th. nach der hier gebrauchten Nomenclatur zum Nephelinit, andere zum Tephrit zu stellen. — Clements führt an den Pfaffenberg und Mühle bei Bergles, Hutberg bei Turtsch, Langenauer Berg, zwischen Har-

kau und Redenitz, Burberg, Pragerhausberg zwischen Melk und Kettwa im Duppauer Gebirge. — Als Nephelinanamesite werden beschrieben: Erste Teufelsmauer zwischen Smrzow und Böhm. Aicha, Zabity bei Böhm. Aicha und Kuhberg bei Neuschloss; — als Noseanite: St. Georgenberg bei Raudnitz, Salzberg bei Schlan, Mily bei Belosic (führt Melanit), Dloubyberg bei Kosel, Mühlberg bei Duppau. — Als dichte Nephelinbasalte werden angeführt: Beloschic (mit reichlichem braunem Glase), Skrzin, Steingässel bei Rothaujezd (mit Amphibol und Leucit), Kirchberg bei Bukovic (mit Amphibol, Leucit und Biotit), Kalamaika bei Kostenblatt, nordwestlicher Hügel des Wachholderberges bei Teplitz (mit Leucit), zwischen Hlinay und Pokratic, Kunraticer Villa bei Leitmeritz, Rabenstein bei Sebusein, Wellnitz, Vrátnyberg bei Mscheno, Spiegelberg bei Aussig, Spitzberg bei Peterwald unfern Tissa, Spitzberg bei Böhm. Leipa, Ronberg bei Daun (mit viel Plagioklas), Strimicer Berg, Kozakow, Muzskyberg bei Backofen, Buchberg (mit Amphibol), Spitzenberg bei Wartemberg, Koschumberg bei Luze. Auch von diesen Gesteinen möchte manches wohl nicht zu der in diesem Buche als Nephelinbasalte bezeichneten Familie gehören. — Nach Zirkel wäre von böhmischen Vorkommnissen nachzutragen: Domina bei Sebastiansberg und Veitskopf bei Karlsbad, nach Hansel der Spitzberg bei Cihana und der Spitzberg bei Manetin.

Nach E. Proft und Lord sind die Auswurfsmassen des Kammerbühl bei Eger zu den Nephelin-Melilithbasalten zu stellen, wobei sich in den Lapilli und Schlacken auch Leucit und eine braune Basis, in den Schlacken auch noch Hauyn, in den Bomben Leucit und Hauyn ohne Basis, in den Blöcken nur Hauyn und in der compacten Lava nur Biotit einstellen. — Ebenso gehören die Auswurfsmassen des Eisenbühls zu den Melilith-Nephelinbasalten mit Leucit und Hauyn als Übergemengtheile. Doch kommt der Hauyn nur in den Schlacken, nicht in den Bomben vor. Olivinbomben von dieser Localität enthalten statt des rhombischen Pyroxens Biotit und werden als intratellurische Bildungen angesehen.

Nach Möhl's Angaben würden ferner zu den Nephelinbasalten zu rechnen sein die Vorkommnisse von der Landskrone bei Görlitz (mit Glimmer, der aber meinen Stücken fehlt), Rauschwalde (mit Leucit und Melilith), Schlauroth N. der Landeskrone, zwischen Jauernick und Ober-Pfaffendorf (glasreich), Köslitz bei Görlitz (mit Hornblende und Glimmer), Steinberg bei Lauban, Alt-Seidenberger Grund bei Görlitz, nach Krusch die Vorkommnisse vom Nonnen-

wald östlich Holzkirch, Kapellenberg westlich Lauban, 0,5 km nördlich vom Steinberg im Stiftswald, zwischen Colonie Augustthal und der Hochwaldstrasse, Heidersdorfer Spitzberg und zwei Vorkuppen desselben in der preussischen Ober-Lausitz. — Auch von der kleinen Schneegrube im Riesengebirge beschreibt Möhl einen Nephelinbasalt, Trippke solche von Ullersdorf bei Hirschberg (hauynführend) und Lähnhaus bei Lähn in Schlesien.

Eine weite Verbreitung haben die Nephelinbasalte im Fichtelgebirge nach den Mittheilungen v. Gümbel's und Lord's. Übergänge in Tephrite und Melilithbasalte, Einschlüsse von granitischen und Sedimentgesteinen sind häufig und zeigen die bei den Feldspathbasalten besprochenen Veränderungen, wie besonders Lord beschreibt. — Eine zumal chemisch sehr eingehende Untersuchung des Vorkommens von Oberleinleiter lieferten Leppla und Schwager. Zu den hauynreichen Nephelinbasalten gehört nach Thürach auch ein Gang im *Opalinus*-Thon NO. Veitlahm im Frankenjura.

Von ausserdeutschen Vorkommnissen kennt man durch Hussak (Mittheil. d. naturw. Ver. f. Steiermark. 1878) Nephelinbasalt von Gleichenberg in Steiermark. In den rothen Tuffen von der Krugfabrik erwähnt auch Penck (Z. D. G. G. 1879. XXXI. 547) Nephelin und Hauyn.

Aus Schonen in Schweden beschreibt Penck Nephelinbasalt vom Bosjö-Kloster, Eichstädt aus der Gegend von Gellaberg (mit reichlichem braunem Glase) und Anderstorp, bei Hagstad und Lillö. — Auf solche Vorkommnisse Schonens werden auch die entsprechenden Geschiebe der norddeutschen Tiefebene von Geinitz (Sternberg in Mecklenburg) und Haas (Segeberg in Holstein) zurückgeführt.

Vereinzelte Vorkommnisse sind die Nephelinbasalte von Roveredo in Südtyrol, von Tekut bei Ghadames in Nordafrika. An der Westseite des Sapanji Tepek in der Troas fand J. S. Diller Nephelinbasalt anstehend.

Von der pyrenäischen Halbinsel beschrieb van Werveke Nephelinbasalt von Villa do Bispo bei Monchique*, Macpherson traf

* Nicht zu verwechseln mit dem Monchiquit desselben Fundortes. Macpherson giebt ein Vorkommen von Villa do Bispo bei Monchique und ein anderes SO. von Villa do Bispo an; letzteres ist das von van Werveke beschriebene. Macpherson bespricht ferner Nephelinbasalte von S. Braz, von Forte Zavial und von Mazeta bei Sagres. Was er dagegen Basalte néphélinique riche en amphibole 3 km NW. von Lagos am Wege nach Barão de S. João nennt, dürfte Monchiquit sein.

ihn gangförmig im Gneiss zwischen Larazo und Las Cruces in Galizien und Quiroga erkannte die Basalte am SW.-Rande des Tertiärbeckens der Mancha in der Umgebung von Ciudad Real als Nephelinbasalte und wies dieses Gestein auch in der Serrania de Cuenca nach. Er stellt die Nephelinbasalte in Beziehung zu dem Limburgit von Nuévalos (Zaragoza). Sie sind frei von Hauyn, Melilith und Biotit und werden von Tuffen begleitet, die aus Lapilli mit kalkigem Cäment bestehen.

Über Nephelinbasalte der Inseln des Grünen Vorgebirges giebt Doelter Kunde. Er unterscheidet nephelinarme Gesteine mit spärlichen Olivineinsprenglingen und zwei Generationen von Augit (S. Vicente, S. Thiago, Rio das Patas auf S. Antão), solche mit viel Olivin- und Augiteinsprenglingen und spärlicher, aber nephelinreicher Grundmasse (Rio das Patas), und dichte, nephelinarme Arten (S. Antão, Mayo, S. Thiago), welche in Limburgit übergehen.

Rosiwal beschreibt Nephelinitoidbasalte aus dem centralen Balkan.

Renard bespricht Nephelinbasalt von Rat Island in der Fernando Noronha-Gruppe gegenüber dem Cap S. Roque, Pöhlmann aus dem Gebiet des Apa und Aquidaban im nördlichen Paraguay, Stelzner als Geschiebe aus dem Fluss Tucuman und aus dem Rio Primero in der Provinz Cordoba, sowie gangförmig aus dem Gneiss zwischen Anisacate und dem Puerto de Garay in der Sierra de Cordoba in Argentinien.

Sehr melilithreiche und hauynhaltige Nephelinbasalte beschrieben Wichmann und Cohen von der Insel Oahu. — Nach Osann enthalten gleiche Mengen von Nephelin und Melilith gangförmige Basalte in der oberen Abtheilung der Unteren Kreide im Uvalde County im südlichen Texas. — Kemp's Nephelinbasalt von Pilot Knob ist wohl Limburgit.

Die Contactwirkungen der Nephelinbasalte sind ganz die gleichen, wie diejenigen der Feldspathbasalte. Am wichtigsten und interessantesten sind die Mittheilungen von Cohen und Chelius über die Veränderungen in eingeschlossenen Fragmenten von Rothliegendem und krystallinen Silicatgesteinen in den Basalten der Gegend von Darmstadt, sowie die Untersuchungen von v. Chrustchoff an demselben Material, dann die Angaben von van Werveke und Sauer über Einschlüsse von Gneiss und Granit im Nephelinit von Oberbergen im Kaiserstuhl und von Oberwiesenthal im Erzgebirge.

Erwähnung verdienen nach dieser Richtung auch die Beobachtungen von Vélain an der Côte d'Essey. Hier nimmt der Nephelinbasalt (La Molotte) in Berührung mit dem Gryphitenkalk durch Endomorphismus Labrador auf. Die an andern Punkten der Côte d'Essey (Pointe de la Croix, La Biscatte) auftretenden eigentlichen Basalte haben die durchbrochenen Kalke und Dolomite unter Neubildung von Wollastonit, Pyroxen und Magnetit marmorisirt. Die intensivste Umbildung der im Eruptivgestein eingeschlossenen Blöcke wird geradezu mit der Bildung der Sommablöcke verglichen. — Der Nephelinbasalt von La Molotte wird von einem schmalen Gange von olivinfreiem Basalt durchsetzt.

Über Tuffbildungen der Nephelingesteine vergleiche man die Angaben von Sauer über den Eruptivstock von Oberwiesenthal und von Penck, zumal über die palagonitischen Tuffe des Hohenhöwen.

III. A. 10. Die Familie der Melilithbasalte.

Literatur.

R. Beck, Erläuterungen zu Section Sebnitz-Kirnitzschthal der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1895.

E. Boficky, Über den Perowskit als mikroskopischen Gemengtheil eines für Böhmen neuen Olivingesteines, des Nephelinpikrites. Sitzber. Böhm. Ges. Wiss. 13. October 1876.

E. Cohen, Melilithaugitgestein und calcitführender Aplit aus Südafrika. T. M. P. M. 1894. XIV. 188.

Fr. Eichstädt, Anomit från Alnö, Vesternorrlands län. Geol. Fören. i Stockh. Förhdl. 1884. VII. No. 87.

K. Endriss, Geologie des Randecker Maars und des Schopflocher Riedes. Z. D. G. G. 1889. XLI. 83.

H. Lenk, Über Gesteine aus Deutsch-Ostafrika. Aus: „Baumann, Durch Massailand zur Nilquelle." 1894.

O. Mügge, Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg 1885 und L. J. B.-B. IV. 1886. 576—609.

M. Schröder, Erläuterungen zu Section Zwota der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1884.

A. Stelzner, Vorläufige Mittheilungen über Melilithbasalte. L. J. 1882. I. 229.

— Über Melilith und Melilithbasalte. L. J. B.-B. II. 1882. 369—440.

A. E. Törnebohm, Nefelinit från S. Berge i Medelpad. Geol. Fören. i Stockh. Förhdl. 1883. VI. No. 82. 548.

— Mikroskopiska Undersökning af några bergartsprof från Grönland. Ibid. 1883. VI. No. 84. 705—709.

Mineralogische Zusammensetzung der Melilithbasalte.

Es ist Stelzner's Verdienst, die Melilithgesteine zuerst aus der Reihe der Nephelingesteine abgeschieden zu haben, mit denen sie bis dahin verwechselt worden waren. Ihm verdanken wir auch die wichtigsten Beschreibungen der Constitution und die umfassendsten Mittheilungen über die Verbreitung dieser Gruppe. — Die Melilithgesteine, welche bisher nur olivinhaltig beschrieben worden sind, indessen hie und da auch vollkommen oder nahezu olivinfrei

vorzukommen scheinen, sind durch alle denkbaren Zwischenglieder mit Nephelingesteinen verbunden. Sie treten unter zweierlei geologischen Verhältnissen auf. Einmal bilden sie Glieder einer jüngeren Basaltformation, welche die Tephrite, Nephelingesteine, Leucitgesteine und gewisse Limburgite umfasst; — dann aber erscheinen sie als Glieder einer Gangformation, welche wieder von eigenthümlich ausgebildeten tephritischen Gesteinen bis zu Limburgiten reichend, allenthalben wo wir sie kennen, in naher Beziehung zu Elaeolithsyeniten steht. Stelzner's Untersuchungen beschränken sich auf Repräsentanten der ersten Art. — Beide Gruppen bezeichnete man als Melilithbasalte. Dieser Name sollte jedoch auf die erste Gruppe beschränkt bleiben; die zweite bedarf eines eigenen Namens. Ich nenne sie Alnöite und habe sie oben S. 547 besprochen. Hier ist nur von eigentlichen Melilithbasalten die Rede.

Der Melilith ist bald nur in einer, bald in zwei Generationen ausgebildet, welche beide mehr oder weniger idiomorph sind. Die Form ist vorherrschend diejenige des Humboldtilith, d. h. quadratischer oder oktogonaler, nach Törnebohm auch zwölfseitiger Täfelchen nach (001), deren Begrenzung randlich durch (110) (100), beziehungsweise eines dieser Prismen mit (hko) gegeben wird. Die Flächen der Verticalzone haben indessen meistens gerundete Kanten oder sind überhaupt nicht nachweisbar, so dass die Tafeln rundlich werden. Es scheint das eine Folge von Resorptionen, nicht ursprüngliches Fehlen der Flächen zu sein; die Endflächen sind nicht selten eingesenkt. — Eine Streckung nach der Hauptaxe ist selten, kommt aber neben der Tafelform vor. — Der Charakter der Doppelbrechung wurde vorwiegend negativ gefunden; bald positiv, bald negativ war er am Goldstein, wo er auch an einem und demselben Individuum peripherisch und central wechselte, wobei dann auch scheinbar isotrope Zwischenschichten vorhanden waren. — Der Melilith umschliesst anscheinend niemals Flüssigkeitseinschlüsse, trotzdem dieselben im begleitenden Olivin und Augit (auch liquide Kohlensäure am Hochbohl bei Owen nach Stelzner) gelegentlich vorkommen. Dagegen sind Interpositionen von Perowskit, Augit, Magnetit recht verbreitet und haben gelegentlich bis zu bogenförmigen Sprüngen gesteigerte Spannungsphänomene im Wirth zur Folge. Die Augitmikrolithe sind meist tafelförmig nach einem Pinakoide, welches sich parallel der Basis des Wirthes legt. Die Anordnung der Interpositionen ist meistens eine centrale, aber auch wohl eine peripherische und concentrische, wodurch Basalschnitte

des Wirths. das Aussehen von Leucit erhalten können. — Der Melilith ist der Zersetzung ausserordentlich leicht zugänglich. Über den Verlauf dieser und die ferneren Eigenschaften des Minerals vergl. Bd. I. 3. Aufl. S. 367 ff.

Der Olivin ist der constanteste Begleiter des Melilith; er hat dieselben Eigenschaften wie im Basalt. In den meisten Gesteinen dieser Familie erscheint er nur in einer intratellurischen Generation; eine Olivinbildung während der Effusionsperiode scheint nur bei melilitharmen Vorkommnissen einzutreten. — Zwillingsbildung nach (010) ist nicht selten.

Der Augit ist sehr oft in zwei Generationen ausgebildet; die älteren Einsprenglinge sind scharf idiomorph, oft zonal struirt mit verschiedenen Farben und verschiedener optischer Orientirung in den einzelnen Zonen, beziehungsweise in Kern und Schale. Die herrschende Farbe ist graugrün oder röthlichgrau, der Pleochroismus gering oder nicht wahrnehmbar. — Er umschliesst Glaseier, Flüssigkeiten (gelegentlich), Magnetit und Perowskit, selten Hauyn (Grebenstein). — Die Mikrolithe der Effusionsperiode entbehren gemeiniglich der Einschlüsse und verhalten sich wie diejenigen der Basalte. — Es giebt Melilithbasalte, denen der Augit nahezu oder vollständig fehlt und eine Wechselbeziehung zwischen dem Augit- und Melilithgehalt scheint mehrfach vorzukommen. Sicherlich vertritt der Melilith nicht den Feldspath oder ein Feldspathoid, sondern den Augit, was auch aus dem Verhalten der Melilith-führenden Leucitite erhellt. — Die Melilith-Gesteine sind also entschieden feldspathfreie Gesteine und gehören systematisch zu den Peridotiten und Limburgiten.

Biotit in braunen bis hellgelbbraunen durchsichtigen Tafeln und Blättern ist ein häufiger Übergemengtheil der Melilithbasalte. Er ist deutlich und stark pleochroitisch, hat aber meistens nur schwache Absorption, wie der Biotit der Peridotite.

Der, oft in bedeutenden Mengen vorkommende, nur sehr selten fehlende Perowskit, der Magnetit, der seltenere und spärlichere Granat, der häufig accessorisch beigesellte Nephelin und der weit seltenere accessorische Hauyn zeigen keine bemerkenswerthen Eigenthümlichkeiten.

Structur und Verbreitung der Melilithbasalte.

Die normale Structur der Melilithbasalte ist die porphyrische und zwar die holokrystallin-porphyrische Structur, bei welcher

Olivin, Augit und Biotit, sowie bisweilen auch Melilith die Einsprenglinge und neben ihnen Apatit, Perowskit, Chromit, Magnetit, eventuell Hauyn die übrigen intratellurischen Ausscheidungen bilden. Die Reihenfolge derselben ist nach Stelzner Picotit als Einschluss im Olivin, Olivin, Augit, Magnetit und Perowskit, Melilith; Chromit wäre älter als Magnetit, die Entwicklungsperioden von Apatit und Biotit wären nicht sicher zu bestimmen. Ich möchte Chromit nicht von Picotit trennen, die Bildung des in Biotit und Augit beobachteten Apatits an den Anfang der Krystallisation des Gesteins verlegen und Magnetit und Perowskit vor Augit stellen. In dieser Sequenz würden die Anfänge der Bildungsperioden der genannten Mineralien sich folgen, ihr Abschluss ist sehr schwer mit Sicherheit festzustellen. In der Grundmasse folgen sich Olivin, Biotit, Augit, Melilith, Nephelin, wenn ersterer und letzterer überhaupt vorhanden sind. In manchen Fällen könnte man glauben, es sei auch ein amorpher Krystallisationsrückstand vorhanden, doch ist die sichere Entscheidung bei dem schlechten Erhaltungszustand dieser überaus leicht verwitternden Gesteine sehr schwer. Jedenfalls kennt man bisher keine vitrophyrischen Formen. Sicher erkannte Mügge eine Glasbasis in afrikanischen Vorkommnissen und ebenso Lenk an einem Gange bei dem Makinga-Gipfel in Deutsch-Südostafrika. — Durch mehr oder weniger vollkommenes Verschmelzen der intratellurischen und Effusionsperiode wird die Structur eine körnige. — Die Art und Weise wie der Calcit in den Melilithbasalten auftritt, legt oft die Vermuthung einer ursprünglich miarolitischen Ausbildung nahe. Die eckigen Hohlräume sind dann durch Calcit und Zeolithe ausgefüllt.

Typische Melilithbasalte finden sich in wenig bedeutenden, gangförmigen Vorkommnissen auf der schwäbischen Alb, so am Hochbohl und Bölle bei Owen, Neuhausen bei Urach, Sassberg bei Dettingen unter Urach, Dietenbühl an der Hürbenhalde WNW. Gruorn, Sternberg SW. Gomadingen, Zelge-Egelstein NW. Grabenstetten, Buckleter NW. Urach (E. Fraas giebt Nephelinbasalt von hier an), Jusi- oder Kohlberg W. Neuffen, Kraftrain NO. Kirchheim, Zettelstadt O. Urach und am Neuhauser Weinberg. Ihnen schliesst sich der Basalt vom Wartenberg bei Geisingen SO. Donaueschingen an, welcher sich durch den Mangel des Perowskit nach Stelzner auszeichnet.

Ferner gehören hierher ein Basaltgang aus dem Granit des pomologischen Gartens bei Görlitz in der preussischen Lausitz, ein

bei einer Brunnenabteufung angefahrenes Vorkommen beim Forsthaus Zeughaus im Thale des Grossen Zschand im NO. Theile der sächsischen Schweiz und ein damit genau übereinstimmendes Vorkommen am Goldstein unweit des „bösen Hornes“ 1 km SW. von dem genannten Forsthaus. An den beiden letzten Punkten ist die Structur eine sehr deutlich körnige, und die Gesteine haben hohen Biotit- und Melilith- neben geringem Augitgehalt.

Bořicky beschrieb als Nephelinpikrite basaltische Gesteine vom Devin bei Wartenberg, vom Crassáberge und vom Horkaberge bei Svetla, welche dadurch von hohem Interesse sind, dass er in dem erstgenannten zuerst den Perowskit als mikroskopischen Gesteinsgemengtheil nachwies. Er gab die Zusammensetzung dieser Gesteine als aus Olivin, Nephelin, Biotit, Magnetit, Apatit, Perowskit, Picotit und etwa 33 % eines Cäments bestehend an, welches aus einem Kalksilicat, wahrscheinlich Wollastonit, bestanden habe. Stelzner erkannte den Nephelin als Melilith und stellte das Gestein zum Melilithbasalt. Dasselbe durchbricht nach Stelzner gangförmig den Kreidesandstein des NO. Böhmens bei Wartenberg und lässt sich im Anstehenden und in Lesesteinen vom Ziegenrücken über den Kruhanken und Hammerer Spitzberg in NO. Richtung bis auf den Devin verfolgen. Nach letzterem Berge nennt Stelzner das Gesteinsvorkommen den Deviner Gang. NO. vom Devin tritt ein ganz identisches Gestein wohl als Fortsetzung des Deviner Ganges am Crassáer Spitzberge und am Wege von Crassá nach Drausendorf auf. Dieser mehrere Kilometer lange Gang streicht parallel den aus Nephelinbasalt bestehenden, als Teufelsmauern bezeichneten Gängen in einer 6 km betragenden Entfernung NW. von denselben. Das Gestein des Deviner Ganges zeigt Olivineinsprenglinge in einer dichten Grundmasse, welche von Chromit, Magnetit und Perowskit reichlich durchsprenkelt ist. Magnetit ordnet sich gern kranzförmig um Chromit, Perowskit und Magnetit umsäumen die Olivineinsprenglinge. Melilith in recht kleinen Individuen ist nicht gleichmässig durch die Grundmasse zerstreut, sondern zu fluidal geordneten Schwärmen zusammengedrängt. Auch Biotit, zwischen blassgelblich, lichtgrünlich und lichtbräunlich pleochroitisch und oft mit grünem Saum um die braunen Blättchen ist ebenfalls recht ungleichmässig verbreitet. Eine farblose doppelbrechende Mineralsubstanz, welche als Nephelin gedeutet wird, bildet bald die Füllmasse für die übrigen Gemengtheile, bald sammelt sie sich nesterförmig in körnigen Aggregaten, bald erweist sie sich

auf weitere Entfernungen gleichmässig polarisirend, ähnlich wie in manchen Nephelinbasalten. Dieser Nephelin und der Melilith haben den Hauptantheil am Aufbau der Grundmasse. Augit fehlt vollständig.

Schröder beschreibt etwas nephelinhaltige, auch spärlich melanitführende Melilithbasalte vom Ursprung und aus dem Landesgemeindethal auf Section Zwota, Königreich Sachsen.

Mügge beschreibt Melilithbasalt (? Alnöit) vom Fusse des thätigen Vulkans Dönjo Ngai im Massai-Lande. Einsprenglinge von Biotit in grossen Tafeln (es ist Meroxen mit $\varrho < v$, $2E = 12^\circ 52'$), Olivin und Augit (mit grünem Kern und grauvioletter oder gelblicher Schale, ohne krystalline Begrenzung, während der Olivin solche z. Th. besitzt) liegen in einer ziemlich phaneromeren Grundmasse aus Biotit, Melilith, beide mit ausgefaserten Rändern, Augitkörnern und farbloser bis gelblicher Basis mit viel Magnetit und doppelbrechendem, zwillingsgestreiftem Perowskit. Neben Melilith kommt stellenweise Nephelin reichlich vor und die Schliffe einiger Proben sehen geradezu nephelinitähnlich aus. — Ebenso giebt Lenk Kunde von einem Vorkommen am Makinga-Gipfel in Südost-Afrika.

Cohen bespricht ein Melilithaugitgestein aus der Umgebung von Palabora, am Zusammenfluss von Silati und Olifant in Süd-Afrika. Das Gestein ist grobanamesitisch, grau, drusig, mit kleineren und grösseren Drusen, deren Wandungen mit honiggelben, 1,5 mm grossen Humboldtilith-Tafeln besetzt sind. Der grösste Hohlraum des beschriebenen Handstückes wird von einer dünnen, gebogenen Platte von ged. Kupfer durchsetzt. Das Gestein besteht zu über 33 % aus Melilith, leistenförmig in Schnitten parallel der Hauptaxe, regellos oder rundlich begrenzt in Querschnitten; die Doppelbrechung ist negativ und äusserst schwach im Centrum der Individuen, die sonst so häufige Pflockstructur fehlt. — Der hellgrüne, farblos durchsichtige Augit bildet einfache Körner und Zwillinge. Eingeklemmt zwischen Augit und Melilith ist eine sehr opake, bräunlich durchscheinende Basis. Auch finden sich im Dünnschliff kleine Pünktchen und Flitterchen von Kupfer. Er meint, für eine Schlacke sei die Masse nicht zu halten, doch könne das einzig vorliegende Stück vielleicht beim Bau eines Schmelzofens verwendet sein und daher das Glas und das Kupfer rühren.

Tuffe, welche geologisch mit dem schwäbischen Melilithbasalte verknüpft sind, beschreibt Penck (Z. D. G. G. 1879. XXXI. 540 sqq.) von der Kuller Mühle unweit Essingen, von Owen und von Dettingen bei Urach. Es sind reichlich mit fremden Gesteinsbrocken untermengte, durch Calcit verkittete Lapillituffe. Die Lapilli sind z. Th. sehr glasreich und enthalten neben Olivin, Augit, Magnetit und Perowskit auch Nephelin. Doch möchte man bei der Schilderung mancher Nepheline wohl an Melilith denken, dessen Ausscheidung derjenigen des Nephelin vorausgehen sollte.

III. A. 11. Die Familie der Limburgite und Augitite.

Literatur.

R. Beck, Erläuterungen zu Section Kreischa-Hänichen und Sebnitz-Kirnitzschthal der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1892, 1895.

R. Beck und J. Hibsch, Erläuterungen zu Section Grosser Winterberg-Tetschen der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1895.

J. Bergeron, Note sur les roches éruptives de la Montagne Noire. Bull. Soc. géol. Fr. 1888. (3.) XVII. 54.

— Etude géologique du massif ancien situé au sud du massif central. Paris 1889.

Em. Bořicky, Petrographische Studien an den Basaltgesteinen Böhmens. Prag 1873.

L. G. Bornemann jun., Bemerkungen über einige Basaltgesteine aus der Umgegend von Eisenach. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1882. Berlin 1883. 149—157.

H. Bücking, Basaltische Gesteine aus der Gegend südwestlich vom Thüringer Wald und aus der Rhön. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1880. Berlin 1881.

— Basaltische Gesteine der nördlichen Rhön. Dasselbe für 1881. Berlin 1882.

— Der nordwestliche Spessart. Abhdl. k. pr. geol. Landesanst. N. F. Heft 12. Berlin 1892.

Salv. Calderon y Arana, Estudio petrografico sobre las rocas volcanicas del Cabo de Gata é Isla de Alborán. Bol. Com. Mapa geol. de España. 1882. IX.

C. Chelius, Erläuterungen zu Blatt Messel, Rossdorf und Darmstadt der geolog. Karte des Grossherzogthums Hessen. Darmstadt 1886, 1891.

— Mittheilungen aus den Aufnahmegebieten. Notizblatt d. Ver. f. Erdk. Darmstadt. IV. Folge. Heft 8. 28.

— Notizen aus den Aufnahmegebieten des Sommers 1888. Notizblatt d. Ver. f. Erdk. Darmstadt 1888. IV. Folge. Heft 9. 30.

— Neue Basaltvorkommen im Odenwald. Notizblatt d. Ver. f. Erdk. Darmstadt 1891. IV. Folge. Heft 12.

Jul. Morgan Clements, Die Gesteine des Duppauer Gebirges in Nordböhmen. Jahrb. k. k. geol. R. 1890. XL. 317.

E. Cohen, Limburgit von Forst. XV. Versammlg. des Oberrh. geolog. Ver. zu Dürkheim. 1882. 7.

C. Doelter, Über Pyroxenit, ein neues basaltisches Gestein. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1882. No. 8. 140.

— Die Vulkane der Capverden und ihre Producte. Graz 1882.

Fr. Eichstädt, Skånes basalter mikroskopisk undersökta och beskrifna. Stockholm 1882.

O. Fromm, Petrographische Untersuchung von Basalten aus der Gegend von Cassel. Z. D. G. G. 1891. XLIII. 43.

Fr. Graeff, Zur Geologie des Kaiserstuhlgebirges. Mitth. Gr. Bad. geol. Landesanst. 1892. II. 410.

H. Haas, Beiträge zur Geschiebekunde der Herzogthümer Schleswig-Holstein. Kiel 1885.

Fr. H. Hatch, Notes on the petrographical characters of some rocks collected at Madagascar by the Rev. Baron. Q. J. G. S. 1889. XLV. No. 178. 340.

J. E. Hibsch, Beiträge zur Geologie des böhmischen Mittelgebirges. T. M. P. M. 1894. XIV. 95.

— Erläuterungen zu der geolog. Specialkarte des böhmischen Mittelgebirges. T. M. P. M. 1896. XV. 201.

A. W. Howitt, Notes on samples of rocks collected in the 180 mine at Bendigo. Special reports issued under the authority of the Minister of Mines. Victoria 1893.

J. Shearson Hyland, Über die Gesteine des Kilimandscharo und dessen Umgebung. T. M. P. M. 1888. X. 203.

A. Knop, Der Kaiserstuhl im Breisgau. Leipzig 1892.

P. Krusch, Beitrag zur Kenntniss der Basalte zwischen der Lausitzer Neisse und dem Queiss. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1894. 279.

H. O. Lang, Erratische Gesteine aus dem Herzogthum Bremen. Aus: Abhdlg. herausg. v. d. naturw. Ver. zu Bremen. Göttingen 1879. 149 sq.

H. Lenk, Zur geologischen Kenntniss der südlichen Rhön. Würzburg 1887.

— Über Gesteine aus Deutsch-Ostafrika. Aus: „Baumann, Durch Massailand zur Nilquelle." 1894.

A. Leppla, Zur Kenntniss des Limburgit von Forst. 41. Jahresber. der Polichia für 1882.

G. Linck, Die Basalte des Elsass. Strassburg 1887.

Edw. C. E. Lord, Über die Basalte des Fichtelgebirges. Heidelberg 1894.

A. Merian, Studien an gesteinsbildenden Pyroxenen. L. J. B.-B. III. 1884. 283—287.

A. Michel-Lévy, Le Mont-Dore et ses alentours. Bull. Soc. géol. Fr. 1890. (3.) XVIII. 743.

L. Milch, Über Gesteine aus Paraguay. T. M. P. M. 1895. XIV. 383.

H. Möhl, Die Basalte der preussischen Ober-Lausitz. Abhdlgn. d. naturf. Ges. in Görlitz. 1874. XV.

— Die Basalte und Phonolithe Sachsens. Nova Acta d. k. Leop.-Carol. Deutsch. Akad. d. Naturf. Dresden. 1875. XXXVI. 4.

— Glasiger Hauynbasalt (Hauyntachylyt) von den Südsee-Inseln. L. J. 1875. 719.

— Lichter Magmabasalt vom Kratzenberg bei Cassel. L. J. 1876. 725.

Ed. Möller, Petrographische Untersuchung einiger Gesteine der Rhön. L. J. 1888. I. 81.

O. Mügge, Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg 1885 und L. J. B.-B. IV. 1886. 576—609.

K. Oebbeke, Beiträge zur Kenntniss einiger hessischer Basalte. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1888. 390.

Franc. Quiroga, Limburgita de Nuévalos (Zaragoza). Anal. Soc. Esp. de hist. nat. Madrid 1885. XIV. 75—93.

W. Ramsay und E. T. Nyholm, Cancrinitsyenit und einige verwandte Gesteine aus Kuolajärvi. Bull. Commission géol. Finlande. No. 1. Helsingfors 1895.

A. Renard, Notice sur les roches de l'île Heard. Bull. Acad. Roy. Belg. 1886. (3.) XII. No. 8.

Fr. Rinne, Über Limburgite aus der Umgebung des Habichtswaldes. S. B. A. 1889. XLVI.

— Über norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1892. Berlin 1893.

— Über norddeutsche Basalte. S. B. A. 1894. LI. 1223.

H. Rosenbusch, Petrographische Studien an den Gesteinen des Kaiserstuhls. L. J. 1872. 35 sqq.

A. Rosiwal, Zur Kenntniss der krystallinischen Gesteine des centralen Balkan. Denkschr. W. A. W. 1890. LVII. 265.

— Beiträge zur geologischen Kenntniss des östlichen Afrika. Denkschr. math.-naturw. Classe d. Akad. d. Wiss. Wien. LVIII. 1891.

Justus Roth, Petrographische Beiträge. M. B. A. 13. Jan. 1881.

F. Schalch, Erläuterungen zu Section Glashütte-Dippoldiswalde der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1888.

L. Schulte, Geologische und petrographische Untersuchungen der Umgebung der Dauner Maare. Verhdl. d. naturf. Ver. Bonn 1891. XLVIII. 174.

Herm. Sommerlad, Vorläufiger Bericht über hornblendeführende Basalte. XX. Ber. d. Oberhess. Ges. für Natur- u. Heilkunde. 1881.

— Über hornblendeführende Basaltgesteine. L. J. B.-B. II. 1882. 139.

A. Stelzner, Melilithführender Nephelinbasalt von Elberberg in Hessen. L. J. 1883. I. 207.

A. E. Törnebohm, Mikroskopisk undersökning af några bergartsprof från Grönland. G. F. i St. Förhdl. 1883. VI. No. 84. 692—709.

Fr. Toula, Zur Kenntniss der krystallinischen Gesteine des centralen Balkan. L. J. 1890. I. 265.

— Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan. L. J. 1890. I. 273.

P. Venukoff, Les roches basaltiques de la Mongolie. St. Petersburg 1888.

Rich. Wedel, Über das Doleritgebiet der Breitfirst und ihre Umgebung. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1890. Berlin 1892. 1.

L. van Werveke, Beitrag zur Kenntniss der Limburgite. L. J. 1879. 481.

Geo. H. Williams, Petrography of Fernando de Noronha. Amer. Journ. 1889. XXXVII. 178.

Ferd. Zirkel, Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Structur der Basaltgesteine. Bonn 1870.

J. M. Zujovics, Les roches des Cordillères. Paris 1884.

Mineralogische Zusammensetzung der Limburgite und Augitite.

Die Limburgite und Augitite sind gemeinschaftlich dadurch charakterisirt, dass sie weder Feldspath noch ein feldspathähnliches Mineral als wesentlichen Gemengtheil enthalten, dass dagegen ein basaltischer Augit in hervorragender Weise an dem Aufbau der-

selben Antheil hat. Die beiden Gruppen unterscheiden sich dadurch, dass in den Limburgiten der Olivin sich zum Augit als wesentlicher Gemengtheil gesellt, während dieses Mineral den Augititen gänzlich oder bis auf unbedeutende Spuren fehlt. Hierin liegt es bereits ausgesprochen, dass Zwischenformen, wohl auch Übergänge zwischen den beiden Gruppen vorkommen. Man kann alle Limburgite und Augitite, vielleicht mit Ausnahme der Glieder einer bisher nur an wenigen Orten nachgewiesenen, an Elaeolithsyenite gebundenen Gangformation, als feldspathfreie basaltische Gesteine bezeichnen. Es ist nicht zu übersehen, dass wir keine feldspathfreien, rein trachytischen Gesteine kennen; das beweist, mit welch richtigem Tact Bunsen die neovulkanischen Gesteine in trachytische und pyroxenische eintheilte. Für die Andesite sind feldspathfreie Formen ja nun nachgewiesen.

Gesteine von der Zusammensetzung der Limburgite wurden zuerst von Zirkel beobachtet und in seinen „Basaltgesteinen" beschrieben. Die untersuchten Handstücke stammten von der Blauen Kuppe bei Eschwege (es liegt wohl eine Verwechslung mit einem andern Punkt der Gegend von Eschwege vor), von Naurod bei Wiesbaden und von Plaschen bei Eisenach. Der letztgenannte Ort existirt nicht und Bornemann hat es wahrscheinlich gemacht, dass die untersuchten Stücke von der Stopfelskuppe bei Eisenach stammten. Zirkel hat jedoch diese Vorkommnisse nicht zu einer eigenen Gruppe verbunden, wohl weil ihm deren Bedeutung entging. Später fand ich diesen Typus der tertiären feldspathfreien Gesteine an der Limburg am Kaiserstuhl wieder, und nannte ihn Limburgit. Gleichzeitig und unabhängig entdeckte und beschrieb Bořicky durchaus identische Vorkommnisse in Böhmen, und bezeichnete sie als Magmabasalte. Jede dieser Bezeichnungen ist gleichberechtigt; ich ziehe die von mir gewählte vor, weil sie für den genetischen Zusammenhang dieser Gruppe auch im Namen keine Grenze zieht. Irrthümlicherweise wird hie und da angenommen, Limburgit und Magmabasalt seien verschiedene Dinge.

Die Abtheilung der Augitite wurde unabhängig und ziemlich gleichzeitig von Doelter auf den Inseln des Grünen Vorgebirges und von Zujovics in den Anden von Venezuela aufgefunden, und war ursprünglich mit dem bereits für Glieder der krystallinen Schieferformation verwendeten Namen Pyroxenit belegt worden.

Die Limburgite oder vielmehr eine kleine Abtheilung derselben, welche man als feldspathfreie eigentliche Basalte auffassen kann,

haben scheinbar ihre Vorläufer in den Pikritporphyriten der palaeovulkanischen Gesteinsreihe und in gewissen Peridotiten der Tiefengesteine. Die Analogie ist jedoch auch in dieser Beschränkung nur z. Th. eine zutreffende. Wir kennen weder einen Limburgit oder Augitit, noch einen Pikritporphyrit, welcher nicht unter gewissen Entwicklungsbedingungen einen feldspathigen Gemengtheil hätte ausscheiden können, ja müssen; dagegen giebt es Peridotite, welche unter keinen denkbaren Bildungsverhältnissen hätten feldspathhaltig werden können. Die Limburgite und Augitite sind sonach nicht nothwendig, sondern nur zufällig feldspathfreie Gesteine, gewissermaassen olivinhaltige und olivinfreie Basalte, Tephrite, Nephelin-, Leucit- und Melilithgesteine, deren intratellurische und deren Effusionsperiode abschloss, ehe die Ausscheidung von Feldspath, Nephelin, Leucit oder Melilith begonnen hatte. Sie sind ein Grenzglied der foyaitischen Magmen in effusiver Gestaltung und entsprechen den Hornblenditen und Pyroxeniten der Essexit-Reihe (S. 251); die Pikritporphyrite und Peridotite sind Grenzglieder der gabbroiden Magmen in effusiver und abyssischer Gestaltung.

Zu den wesentlichen Gemengtheilen der Limburgite und Augitite, Olivin und Augit, gesellen sich wohl ziemlich ausnahmslos Magnetit oder Ilmenit und Apatit. Ebenso ist ausnahmslos, aber allerdings in sehr schwankender, oft auf ein Minimum herabsinkender Menge eine Glasbasis vorhanden, ein Krystallisationsrückstand. Die normale Zusammensetzung ist sehr verbreitet. Nicht selten aber treten in kleiner Menge, die genetischen Beziehungen zu bestimmten basaltischen Gesteinen andeutend, Plagioklas, Nephelin, Leucit, Hauyn, Melilith, Chromit und Perowskit auf. Auch Titanit wird hie und da als accessorisch vorhanden angegeben. Biotit in den bei Nepheliniten und Nephelinbasalten üblichen Formen ist in einer bestimmten Abtheilung nicht gerade selten. — Die Hornblende ersetzt in einer noch wenig bekannten Abtheilung der Augitite und olivinarmen Limburgite den Augit in einer gewissen Weise.

Der Olivin, welcher bald nur in einer älteren intratellurischen, bald auch noch in einer mikrolithischen Generation der Effusionsperiode entwickelt ist, hat ganz die Eigenschaften des Olivins der Basalte. Bald eisenreich, bald eisenarm, zeigt er auch die chemischen und mechanischen Deformationen wie im Basalt, und die gleichen Umwandlungen. Bei rother Farbe, welche sich wohl vorwiegend bei den eisenreichen, hyalosiderit- und fayalitähnlichen

Arten entwickelt, ist er oft deutlich pleochroitisch. Bauer (L. J. 1887. I. 1) bestimmte am Hyalosiderit von der Limburg bei nach (010) tafelförmigen, oder nach c, beziehungsweise nach a säulenförmigem Habitus die Flächen (110), (120), (010), (021), selten (101), (111), (001). — Der Idiomorphismus der mikrolithischen Olivine ist stets, der der älteren Generation oft ein vollendeter.

Der Augit ist ebenfalls entweder in zwei oder nur in einer Generation vorhanden; doch ist hervorzuheben, dass wohl nie die Augite der Effusionsperiode, dagegen oft die der intratellurischen fehlen, während dieses bei dem Olivin umgekehrt ist. Die Menge des Augits jüngerer Generation steht, von den hornblendereichen Augiten abgesehen, in einer strengen Beziehung zum Basisreichthum der Gesteine; sie ist um so grösser, je spärlicher die Basis vorhanden ist. Auch der Idiomorphismus der Augite ist ein hoher, oft ein vollkommener. Wie bei allen basaltischen Gesteinen ist der Habitus säulenförmig nach c oder tafelförmig nach (100), welches oft gebogen oder eingesenkt ist. Spaltbarkeit, Zonarstructur, Zwillingsbildungen und Einschlüsse sind wie bei den basaltischen Gesteinen. Glaseinschlüsse herrschen, Flüssigkeitseinschlüsse sind selten. Umwachsung von Olivin durch Augit kommt vor. — Der Habitus der Augite, ihre Farbe und ihr Pleochroismus wechselt und entspricht bald dem Verhalten im Basalt, bald demjenigen in den Tephriten, Nephelin- und Leucitgesteinen. Auch zweierlei verschiedene Augite treten oft nebeneinander auf, und fast stets kann man Farbenunterschiede zwischen den Einsprenglingen und den Augiten der Grundmasse erkennen. Die Einsprenglinge pflegen zum violetten Titanaugit mit Sanduhrbau zu gehören und haben bisweilen Mäntel von grünem Aegirinaugit.

Die Hornblende der Limburgite und Augitite ist stets braun, oft stark, oft nur schwach pleochroitisch. Ihr Habitus ist meist ausgesprochen prismatisch, der Idiomorphismus vollkommen. In den mit Elaeolithsyeniten verbundenen Augititen ist sie zweifellos jünger, als der Augit, denn sie umwächst diesen. Auch sie ist bald, jedoch selten in zwei Generationen, bald nur in einer vorhanden.

Die accessorischen Mineralien haben dieselben Eigenschaften wie in den entsprechenden basaltischen Gesteinen*.

Die Basis der Limburgite und Augitite ist nach Menge und

* Ein nicht sicher bestimmbares gelbes Mineral im Limburgit des Kleinen Winterberges auf Blatt Sebnitz-Kirnitzschthal, Sachsen, wird von Beck mit Laavenit verglichen.

Farbe sehr wechselnd. Sie beträgt in einzelnen Vorkommnissen bisweilen ebensoviel wie die Ausscheidungen (Limburg, Gethürms bei Angerod, Palma, Serra de Tinguá in der Provinz Rio de Janeiro, Brasilien), und sinkt in andern bis auf schwer nachweisbare Spuren herab. Basisarme Gesteine sind häufiger, als basisreiche; auch in demselben Gesteinskörper wechselt ihre Menge zwischen diesen äussersten Extremen (Limburg bei Sasbach), wahrscheinlich, wenn auch nicht nachgewiesenermaassen, mit der Entfernung von der Abkühlungsoberfläche. — Bisweilen blutroth bis gelbroth (Limburg) oder orangeroth (Palma) ist sie zumeist bräunlich und dann gern globulitisch gekörnelt, oder farblos und dann gern mikrolithen- und trichitenhaltig. Nach dieser Farbenverschiedenheit unterschied Bořicky in Böhmen „dunkle“ und „lichte Magmabasalte“: er fügt hinzu, dass die Basis der ersteren reich an Trichiten und Augitskeletten, die der letzteren dagegen reich an spiessigen Mikrolithen oder an körnig staubigen, grauen oder gelblichen Gebilden sei. In den Limburgiten der Rhön und des Vogelsbergs fand Bücking, dass die Basis derselben bei brauner Farbe von Salzsäure kaum oder gar nicht angegriffen wurde, während sie bei heller Farbe oder Farblosigkeit mit Salzsäure gelatinirte. In der Gelatine schieden sich beim Eintrocknen Kochsalzwürfelchen aus. Die ersteren Limburgite nennt er Limburgite erster Art und parallelisirt sie mit den Feldspathbasalten, die letzteren heissen bei ihm Limburgite zweiter Art und werden von Nephelinbasalten abgeleitet. In andern Limburgiten findet sich in schwankenden Mengen und fleckenweise wechselnd eine braune, von Salzsäure nicht auflösbare und eine helle, mit Salzsäure gelatinirende Basis. Da aus der Gelatine solcher Gesteine sich Kochsalzwürfelchen abscheiden, so meint Bücking, diese dritte Form verhalte sich zu den Basaniten oder Basanitoiden, wie die erste zum Feldspath-, die zweite zum Nephelinbasalt. Sollte nicht die eine Basisart von eingeschmolzenen Gesteinsfragmenten herrühren? Die Differenzirung eines einheitlichen Magmas in einen löslichen und einen unlöslichen Theil wäre auffallend. — Die farblose Basis der Limburgite wird verhältnissmässig leicht von den Atmosphärilien kryptokrystallin umgewandelt. — Doelter fand, dass die Basis mancher Limburgite auf den Inseln des Grünen Vorgebirges von Salzsäure z. Th. unter Ausscheidung pulveriger Kieselsäure gelöst werde.

Structur und Verbreitung der Limburgite und Augitite.

Die Structur der Limburgite und Augitite ist bei normaler Ausbildung eine porphyrische, insofern eine ältere Generation von Augit sehr häufig, eine solche von Olivin oder Hornblende seltener einer jüngeren Generation derselben Mineralien gegenübersteht. Dabei ist ganz ausnahmslos die besondere Ausbildungsform eine hypokrystallin-porphyrische. Man kennt bisher keine holokrystallin-porphyrische und keine holokrystallin-körnige Entwicklung. Wohl aber kommt und nicht eben allzu selten insofern eine Abweichung von der porphyrischen Structur vor, als die intratellurischen Mineralbildungen vollkommen fehlen, so dass die Gesteine in absolut flüssigem Zustande oder doch höchstens mit bereits ausgeschiedenem Erz und Apatit zu Tage traten oder in Gängen aufstiegen.

Als Typus der glasreichen **Limburgite** wird man das in grossen Steinbrüchen aufgeschlossene Vorkommen von der Limburg bei Sasbach* am Kaiserstuhl ansehen dürfen, dessen Glasbasis ihres hohen Wassergehalts wegen zu den Pechsteingläsern gezählt werden muss. Dieselbe ist stellenweise fast mikrolithenfrei, an andern Stellen dagegen bis zum fast vollständigen Verschwinden des Glases durch Augit- und Olivinmikrolithe ersetzt, denen sich hie und da in geringer Menge Feldspathmikrolithe von trichitischem Habitus beigesellen. — Ein anderes, ähnliches Vorkommen vom Kaiserstuhl ist mir nur durch Lesestücke aus der Gegend von Ihringen bekannt geworden. — Derselben geologischen Formation gehört wohl der Limburgit von Reichenweier im Ober-Elsass an. Von dem lichtgelben bis farblosen Augit desselben erwähnt Linck ausser der normalen Spaltbarkeit nach (110) auch eine Absonderung nach (100), und eine Querabsonderung in den Schnitten der Verticalzone. Der

* Als Nachtrag zu meiner oben citirten Arbeit über den Limburgit möchte ich hier bemerken, dass derselbe an der Localität, von der ich ihn benannte, auch in compacter Decke oder vielmehr als Strom auftritt, und dass mir heute auch das damals beschriebene Vorkommen nach oft erneuter Betrachtung nicht mehr als ein Agglomerat scheint aufgefasst werden zu können. Wenn Zirkel (Mikroskop. Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine, p. 440, Anm. 1) den Limburgit eher einem „cämentirten und alterirten peperinähnlichen Tuff" ähnlich findet, als einem „directen Erstarrungsgebilde", so erklärt sich das wohl daraus, dass ihm nur sehr schlechte Handstücke zu Gebote standen. — Auf welche Thatsachen hin J. Roth (Beiträge zur Petrographie der plutonischen Gesteine. Berlin 1873. LIV u. LVI) den Magmabasalt Bořicky's und den Limburgit zu den „Verwitterten Gesteinen" hat stellen mögen, ist nicht ersichtlich.

Olivin ist alkali- und thonerdehaltig. Das Gestein führt zahlreiche Einschlüsse von Sandstein, Schiefer, Quarz, Gneiss und Kalkstein, welche z. Th. ähnlich wie auch sonst im Basalt verändert sind. Die kleineren sind oft vollkommen eingeschmolzen und haben Residua eines tachylytähnlichen Glases hinterlassen. Das Gestein ist glasarm, die Basis gelatinirt nicht mit Säure.

Nach dem Verhalten seiner Basis gegen Salzsäure gehört der von Cohen und Leppla beschriebene Limburgit vom Pechsteinkopf bei Forst in der Pfalz zum Limburgit zweiter Art Bücking's.

J. Roth erkannte das den Buntsandstein im Rehgraben bei Nierstein in Rheinhessen durchsetzende Basaltgestein als einen Limburgit mit geringem Gehalt an accessorischem Feldspath. — Im rechtsrheinischen Hessen ist der Limburgit nach Chelius nicht selten. So beschreibt er ihn als Gang im Granitit am Erlenweg bei Darmstadt (mit Nestern von grünem, gelblichem und farblosem Glas, in denen und in deren Nachbarschaft zahlreiche kleine Hornblendenadeln entwickelt sind, offenbar eingeschmolzene Gesteinsfragmente), im Walde SO. Dietzenbach NW. Messenhausen (mit kräftiger Contactschmelzzone im Rothliegenden und massenhaft eingeschmolzenen Gesteinsfragmenten, welche Glasmandeln bilden. Chelius machte die interessante Beobachtung, dass diese Schmelzgläser sich an der Luft und im Sonnenlichte schon im kurzen Zeitraume eines Tages merklich krystallin verändern; analoge Beobachtungen hat Judd an sauren und basischen Gläsern auf frischer Bruchfläche gemacht); Langen (noch einschlussreicher als Dietzenbach); Stücksbühl am Wege von Messel nach Dieburg, und Hanauer Weg an der Kreuzung mit der Speierhügelschneise (beide mit ähnlichen Einschlüssen), Spurschneise auf Blatt Messel, Westfuss des Melibocus am neuen Schlosswege oberhalb Zwingenberg, Kolbenhöhe bei Zwingenberg, zwischen Erbach und Kirschhausen bei Heppenheim (die drei letztgenannten enthalten etwas Hornblende), Dietzenbach S., Kirchhof Langen, Stücksbühl, Hanauer Strasse westlich Messel, Hainer Wald bei Langen, Wabern, Hesseberg bei Balkhausen, Neunkirchen am Birnfeld.

Nach der Beschreibung von Sommerlad wäre das basaltische Gestein vom Beuelberg bei Kircheip SO. vom Siebengebirge wohl ein Hornblendebasalt in Limburgitform. — Die Schlacken und Bomben in dem Tuff der Umgebung der Dauner Maare sind nach Schulte hauynreiche Limburgite.

In Hessen ist der Limburgit durch accessorischen Feldspath,

Nephelin oder Leucit mehrfach in seiner Zusammengehörigkeit mit bestimmten Basaltgesteinen erkennbar, so an der SW.-Ecke des Weinbergs bei Cassel, unfern der Mühle, am Hügelsberg bei Elfershausen am Knüll, am Junkerskopf bei Metze und Hahn bei Holzhausen im Habichtswald, am Südabhang der Klaus bei Elben (nach Möhl und Stelzner), Oberaula bei Ziegenhain, Stoppelberg bei Hünfeld, Kratzenberg bei Cassel (nach Möhl), Schaumburg und Essigberg bei Cassel nach Fromm. — Rinne nennt Blumenstein, Burghasungen, Klippen östlich der Hattenburg und Rohrberg bei Zierenberg, Bocksgeil bei Besse, Dasenberg bei Warburg, Eckenstein und Schweinsbusch bei Daseburg, Escheberg und Steinberg bei Oberlistingen, Häuschenberg bei Rothwesten, Lichte Heide bei Hombressen, Fahrenbusch bei Mariendorf, Kuppe W. Katzenstein bei Dörnberg, Lottersberg bei Deuts, Madernstein, Nänkel, Scharfenstein und Grosser Schreckenberg bei Gudensberg, Rosenberg bei Hofgeismar, Asch, Schenkelberg und Hüttenberg im Habichtswald, Heiligenberg und Schanze bei Genzungen, Neusel bei Dissen, Battenberg bei Hadamar, Gleicher Mühle unfern Fritzlar. — Oebbeke giebt Zieglers Kuppe östlich der Strasse Hausen—Weissenborn und Ibrakuppe NO. Ibra in Hessen. — Im Vogelsberg liegt das glasreiche und olivinarme Vorkommen von Gethürms bei Angerod. Nach Bücking's Angaben sind Limburgite erster Art recht verbreitet im Vogelsberg.

In der Rhön und im Gebiet zwischen Rhön und Thüringer Wald sind nach Bücking die Limburgite zweiter Art sehr verbreitet. Von solchen beschreibt er die Vorkommnisse vom Schleitberg und Mittelberg bei Geisa, Südende von Wölf bei Eiterfeld, Bielstein bei Oechsen (hornblendeführend), Hundskopf bei Lengsfeld, Hahnberg N. Oberkatz und kleiner Gleichberg bei Römhild, ferner Weinberg östlich Langenseebad und Steinberg westlich Rothenbergen in der Wetterau, beide hornblendeführend. Zweierlei Glas enthält der Limburgit von der Kuppe bei Mehmels. — Bornemann beschreibt den Limburgit von der Stopfelskuppe und von Hörschel bei Eisenach. Proben der von Bornemann beschriebenen Localitäten liegen mir durch die Güte des Herrn Frantzen vor. Das Gestein von der Stopfelskuppe ist z. Th. nicht gerade arm an braunem Glase und entspricht genau der Beschreibung, welche Bornemann giebt. Andere Proben sind fast holokrystallin und enthalten neben spärlichem farblosen Glase etwas Nephelin. Dieser letzteren Modification entsprechen mehr oder weniger genau die

Handstücke aus den Gängen im Muschelkalk bei Hörschel. — Lenk beschreibt Limburgite vom Sodenberg W. Hammelburg, Platzerkuppe N. Platz, von der Ostseite des Ehrenberges bei Brückenau. Auf der Kahlen Buche und Zickzackküppel W. Weisbach, Gänge in Gersfeld, unterhalb der Westkuppe des Grossen Hacken bei Gersfeld, Guckas-Sattel zwischen Kreuzberg und den Schwarzen Bergen, Spitze des Büchelberges bei Hammelburg, Gang SO. Wartmannsroth, Eyerhauck bei Wildflecken, Arnsberg bei Oberweissenbrunn und Gang östlich von Kothen in der Rhön.

Aus Sachsen erwähnt Stelzner einen Limburgit vom kleinen Winterberg zwischen Elbe und dem bei Schandau mündenden Kirnitzschbach. — Möhl giebt ihn vom Haunsberge in der Nähe des Kuhstalls in der sächsischen Schweiz an, Beck vom Hausberg, Blatt Sebnitz-Kirnitzschthal und vom Wilisch, Blatt Kreischa-Hänichen. Beck und Hibsch von der Lacke, vom Guttimberg, Sandberg bei Stimmersdorf, NO. Trebischthor und Sauhügel auf Blatt Gr. Winterberg-Tetschen, Schalch vom vorderen Bielathal und oberhalb Glashütte auf Blatt Glashütte.

In der Lausitz kommen nach Möhl Limburgite am Herrenberg bei Marklissa und am Kirchberg bei Sproitz vor, nach Krusch Silberberg bei Heidersdorf, Wingendorf, drei Kuppen zwischen Kerzdorf und Holzkirch, Colonie Augustthal, Landeskrone bei Görlitz, Langenöls, Galgenberg bei Greifenberg, Steinbruch SO. vom Nonnenwald und O. vom Oberen Steinberg.

Lord beschreibt die Limburgite vom Hainhübel bei Gross-Schlattengrün und vom Wartberg bei Selb im Fichtelgebirge.

Nach Bořicky ist der Limburgit sehr verbreitet in Böhmen. Er beschreibt ihn als „dunklen Magmabasalt“ vom Kaninchenberg bei Mireschowitz, Sauberg bei Svindschitz, Zinkenstein bei Kosel, Kohlberg bei Mileschau (die letzten drei mit etwas accessorischem Hypersthen). Skalka, Kamyk bei Vsechlab (mit etwas Amphibol), Dzeiberg, Srbsko, Spojiler Gang bei Pardubitz (mit Amphibol), Schenkelberg bei Kosel, Boreslau Rücken der Paskapole, Schöbl's Steinbruch bei Gabel und Kahle Stein bei Böhmisch Leipa (mit etwas Nephelin und Plagioklas). Als „lichte Magmabasalte“ nennt er die Vorkommnisse vom Pschanberge bei Laun, Kreuzberg bei Liebshausen (mit etwas Nephelin), Budy bei Backofen (mit Amphibol), Alperstein bei Dauba, Limberg bei Wartenberg (nach Stelzner Feldspathbasalt), Rumburg (mit etwas Plagioklas und „minder individualisirtem Nephelin“), Kuzover Berg bei Triblic (mit etwas

Nephelin und Bronzit), Geltschberg bei Libeschitz (mit etwas Plagioklas), Reichenau (mit etwas Plagioklas und „minder individualisirtem Leucit"). Hibsch giebt Limburgit deckenförmig von der Kolmer Scheibe und S. Ober-Bachelsdorf auf Blatt Tetschen an.

Nach Eichstädt's Beschreibung gehören zum Limburgit aus der Basaltformation Schonens die von ihm als Glasbasalt bezeichneten Vorkommnisse vom Hagstadsberge bei Hagstad, von Laangstorp, Vaxsjön, Koholma, Klingstorp, S. von Anderstorp und Stenkilstorp. Dieselben enthalten z. Th. kleine Mengen von Plagioklas. — Mit dem Gestein von Hagstad identificirt Haas ein Glacialgeschiebe von der Wilhelminenhöhe in Gaarden bei Kiel. — Lang beschreibt einen basisarmen Limburgit als Geschiebe aus dem Herzogthum Bremen. — Ramsay und Nyholm beschrieben Limburgit in losen Blöcken von den Stromschnellen Lauriakoski des Flusses Tuntsajoki und als Gang im Gneissgranit desselben Flussgebiets im Kirchspiel Kuolajärvi in Finnland, die wahrscheinlich wie in Brasilien zu der Ganggefolgschaft der Elaeolithsyenite gehören.

Nach Bergeron treten in der Montagne Noire Limburgite auf, die in normale Feldspathbasalte übergehen. Michel-Lévy giebt einen Limburgitgang bei Fenestre im Mont Dore an.

Aus Spanien kennen wir den Limburgit gangförmig im Silur von Nuévalos (Zaragoza). Derselbe gehört zur Nephelinbasaltformation des centralen Spaniens. Interessant ist ein aus Enstatit abgeleiteter Bastitgehalt, den Quiroga angiebt; der Olivin ist kalkhaltig; in vereinzelten Individuen kommt Melilith, etwas häufiger Biotit vor. Der Glasgehalt ist sehr gering. — Was Calderon als biotithaltigen Limburgit von Cuevas de Vera in der Provinz Almeria beschreibt, ist Osann's Verit (vergl. S. 893).

Rosiwal bespricht hypersthenführenden Limburgit von Gjusevo im centralen Balkan. — Wenjukoff fand den Limburgit unter den Gesteinen des Sees Doloy-Nor in der Mongolei.

Die nach Doelter's Angaben auf den Inseln des Grünen Vorgebirges sehr verbreiteten Limburgite sind augitreich, olivin- und glasarm. Sie scheinen trotz der oft dunklen Färbung der Basis zum Limburgit zweiter Art Bücking's zu gehören, wofür auch gelegentlicher accessorischer Nephelin spricht. Die nicht spärlichen Fundorte liegen auf den Inseln S. Antão, S. Thiago und S. Vicente.

Durch seinen Augitreichthum ist auch der von Törnebohm beschriebene Limburgit von Grönland ausgezeichnet. — Aus Südamerika kenne ich normalen Limburgit aus dem oberen Ribeira-Thal

bei Yporanga, Prov. S. Paulo, und von mehreren Punkten der Provinz Rio de Janeiro in Brasilien, allenthalben im Gefolge der Elaeolithsyenite. — Limburgit von Atalaya Grande auf Fernando Noronha geht nach G. H. Williams in Augitit über. Typischen Augitit (mit etwas Nephelin) beschreibt er vom Morro Francez, ebenda. — Milch bespricht Limburgit gangförmig im Sandstein vom Cerro Tacumbú im District Caazapa, Paraguay.

Vom Maeru-Vulkan im Massai-Lande giebt Mügge Limburgit zweiter Art an, aber die Augiteinsprenglinge sind zonar gebaut und haben grünen Kern und grauviolette Schale, wie das für normale Basalte charakteristisch, in Nephelinbasalten recht selten ist. — Nach Lenk findet sich Limburgit am Mutyek-Plateau und seiner Umgebung in Deutsch-Ostafrika. — Hatch beschreibt ihn aus dem Vulkangebiete am See Itary in Madagaskar.

Howitt bespricht Limburgitgänge mit spärlichem Olivin, aber mit reichlichen Amphibolnadeln, die z. Th. sanduhrförmig gebaut sind, und Augit in der glasigen Grundmasse aus dem Gebiete der goldführenden Quartz-reefs des Bendigo-Goldfeldes in Victoria, Australien. Ihre Beschreibung erinnert auffallend an Monchiquite.

Normalen Limburgit mit braunem Glase, Olivin und Augit in zwei Generationen fand Renard unter den von der Challenger-Expedition auf der Insel Heard gesammelten Gesteinen.

van Werveke beschreibt einen Limburgit von Palma, welcher in dunkelorangefarbener, mikrolithenreicher Basis Einsprenglinge von Magnetit, Olivin, Augit (hellgraugrün; die kleineren Einsprenglinge mit Sanduhrstructur sind fast oder ganz farblos) und Amphibol (älter als Augit, stark pleochroitisch, c dunkelrothbraun, b hellrothbraun, a strohgelb) enthalten. Auch der Olivin ist roth und pleochroitisch. Dieses Gestein darf wohl trotz seines beträchtlichen Amphibolgehalts zum normalen Limburgit gestellt werden. — Diesem Palma-Limburgit ist offenbar nahe verwandt ein von Hyland und Rosiwal beschriebenes Vorkommen aus den höheren Regionen des Kilimandscharo.

Es wäre zu erwarten, dass die **Augitite** geologisch an die Limburgite gebunden wären, wie die Basanite an die Tephrite, die Nephelinbasalte an die Nephelinite u. s. w. Unsere Kenntniss von den Augititen ist noch eine zu fragmentare, um übersehen zu können, in wie weit diese Erwartung sich bestätigt. Am verbreitetsten finden sich dieselben auf den Inseln des Grünen Vorgebirges (S. Antão, S. Thiago, Maio, S. Vicente), und hier bekunden sie durch accessori-

schen Olivin ihre Verwandtschaft mit den Limburgiten, durch Nephelin, Hauyn, Biotit und Plagioklas als spärliche Beimengungen ihre genetischen Beziehungen zu den verschiedenen basaltischen Gesteinen. Die Menge der Basis ist im Allgemeinen eine geringe; dieselbe pflegt braun zu sein, seltener farblos.

Zujovics beschreibt Augitite von Cura und von Semen bei Cura in Venezuela, in deren Grundmasse neben Augitmikrolithen auch Titanit in Körnern und Aktinolithmikrolithe auftreten. Letztere häufen sich in Nestern, als nähmen sie den Raum eines verschwundenen Minerals ein. Man denkt unwillkürlich an eingeschmolzene Gesteinsfragmente. Magnetit fehlt dem Gestein. Der Verf. nennt das Gestein auch bei Tafira auf Gran Canaria vorkommend; es ist hier nephelin- und feldspathhaltig. — Nach den Angaben von Zujovics hat Fouqué einen Augitit bei Barraque unfern Brioude, Hte.-Loire, aufgefunden. — Dass Limburgit in der centralfranzösischen Basaltformation vorkomme, beweist ein mir vorliegendes Handstück von ?Murat und der von Michel-Lévy beschriebene, oben erwähnte Gang von Fenestre im Mont Dore.

Den ersten Augitit scheint Möhl kennen gelernt zu haben. Derselbe stammt von den Südsee-Inseln und enthält Hauyn, Augit, Hornblende, Apatit und Titanit in braunem Glase. Möhl nannte das Gestein glasigen Hauynbasalt oder Hauyntachylyt.

Aus der böhmischen Basaltformation ist mir ein typischer Augitit von der Paschkapole zwischen Velmin und Boreslau bekannt geworden. — Nach Hibsch bildet der Augitit ausgedehnte, deckenförmige Ergüsse am Hutberge SO. Tetschen. Der lederbraune bis röthlichgraue Augit und der Magnetit liegen in einer stark zurücktretenden farblosen Glasbasis. Obschon die grössten und kleinsten Individuen von Augit und von Magnetit durch alle Zwischenstufen in den Dimensionen verbunden sind, lässt sich doch bisweilen das Vorhandensein zweier Generationen dieser Gemengtheile constatiren. — Andere Vorkommnisse giebt Hibsch an von der Kolmer Scheibe, S. von Ober-Bachelsdorf, vom Dobrankathal und oberhalb Zautig im böhmischen Mittelgebirge der Gegend von Tetschen. — Clements beschreibt Augitite vom Schönauer Berg bei Buchau, zwischen Olleschau und Duppau und andern Punkten des Duppauer Gebirges in Nordböhmen.

Anhang.

Vulkanische Aschen und Sande.

Literatur.

A. Baltzer, Geognostisch-chemische Mittheilungen über die neuesten Eruptionen auf Vulcano und die Producte derselben. Z. D. G. G. 1875. XXVII. 36—82.

— Über Kieselsäure-Aschen von Volcano. Ibid. 1875. XXVII. 365—368.

Alf. Cossa, Osservazione chimico-microscopiche sulla cenere dell' Etna caduta a Reggio di Calabria il 28 Maggio a sc. e sulla lava raccolta a Giarre il 2 Giugno. R. Accad. Lincei. (3.) III. 1879. — C. R. LXXXVIII. 1358.

J. S. Diller, Volcanic sand which fell at Unalaschka, Alaska, Oct. 20. 1883. Science. III. No. 69. May 30. 1884.

Dufrenoy, Chemische und mikroskopische Untersuchung einiger vulkanischer Aschen. Ann. min. 1837. (3.) XII. 355. L. J. 1838. 328—332.

C. W. Gümbel, Über die in Norwegen gefallenen Vulkanaschen. Ausland. 1875. 466.

— Vulkanische Aschen des Aetna von 1879. L. J. 1879. 859.

Edw. Hull, The volcanic dust of Barbadoes 1812. Geol. Mag. 1875. 287.

H. J. Johnston-Lavis, On fragmentary ejectamenta of volcanoes. Proceed. of the Geologists' Association. IX. No. 6.

A. Knop, Der Kaiserstuhl im Breisgau. Leipzig 1892.

O. Lang, Vulkanische Asche vom Turrialba in Costarica. Nachr. K. Ges. d. Wiss. Göttingen 1875. No. 14.

A. von Lasaulx, Vulkanische Asche von Durtol in der Auvergne. L. J. 1871. 686—687.

G. P. Merrill, Notes on the composition of certain pliocene sandstones from Idaho and Montana. Amer. Journ. Sept. 1886. XXXII. 199.

— On deposits of volcanic dust and sand in southwestern Nebraska. Proceed. U. S. Nat. Mus. 2. April 1885.

J. Murray et A. Renard, Les caractères microscopiques des cendres volcaniques et des poussières cosmiques et leur rôle dans les sédiments de mer profonde. Bull. Musée Roy. d'hist. nat. de Belgique. 1885. III. 1—23.

A. Penck, Studien über lockere vulkanische Auswürflinge. Z. D. G. G. 1878. XXX. 97—130.

W. Prinz, A propos des coupes de diatomées du „Cementstein" du Jutland. Description minéralogique de cette roche. Bull. Soc. Belg. de microscopie. 1885. 11ième Année. No. VI et VII. 147—181.

G. vom Rath, Vulkanische Asche der Ausbrüche auf Island im Winter 1874. L. J. 1875. 506—517.

A. Scacchi, Über den Ursprung der vulkanischen Asche. Rendiconto della R. Accad. d. sc. di Napoli. Agosto 1872. — Im Auszuge übersetzt von Rammelsberg. Z. D. G. G. 1872. XXIV. 545 sqq.

H. Vogelsang, Vulkanische Aschen von Santorin und vom Kloet auf Java. In Philosophie der Geologie. Bonn 1867. 176 sqq.

Ferd. Zirkel, Vulkanische Aschen und Sande. L. J. 1862. 16—25.

— Vulkanische Asche, die am 29./30. März 1875 in Norwegen fiel. L. J. 1875. 399.

Zu Häupten dieses Capitels ist die Literatur über lockere vulkanische Auswürflinge nur insoweit angeführt, als sie nicht bereits bei den einzelnen Gesteinsfamilien, zu denen gewisse Aschen und Sande gehören, Erwähnung fand. Man vergleiche u. a. die Literatur zu den Andesiten, wo die zahlreichen mikroskopischen Untersuchungen über die Krakatau-Aschen des Jahres 1883 angegeben sind. — Es sollen auch hier nicht die Verhältnisse der mineralogischen Zusammensetzung der vulkanischen Aschen und Sande, welche sich aufs engste an diejenigen der entsprechenden Effusivgesteine anschliessen, beschrieben werden. Es sollen vielmehr nur solche Beziehungen kurz erwähnt werden, welche einerseits diesen Auswurfsmassen als solchen im Gegensatz zu den compacten Gesteinen eignen und welche andererseits zur Erklärung der eigenthümlichen Structur gewisser Schichtgesteine beitragen können.

Wenn gesagt wurde, dass die mineralogische Zusammensetzung vulkanischer Aschen und Sande die gleiche sei, wie diejenige der entsprechenden Massengesteine, so ist dieses nur mit gewissen Einschränkungen vollgültig. Da diese lockeren Auswurfsmassen in ihren einzelnen Partikeln sehr verschiedenes specifisches Gewicht haben und demnach in ihrem Fluge durch die Atmosphäre einer Art äolischem Schlämmprocess unterworfen werden, so müssen die relativen Mengen krystallisirter und amorpher Partikeln und die relativen Mengen der einzelnen krystallinen Ausscheidungen wesentlich andere sein, je nach der Entfernung vom Ausbruchspunkt, in welcher sie niederfallen und gesammelt werden. Die Erfahrung bestätigt diesen Schluss durchaus. Dann aber ist wegen der geringen Dimensionen dieser Gebilde und ihrer dadurch bedingten ungeheuer grossen Abkühlungsoberfläche, sowie durch den continuirlichen Ortswechsel in einem vorzüglichen Wärmeleiter, den sie erfahren, die Periode der extratellurischen Gesteinsentwicklung

eine überaus viel kürzere im Vergleich zu derjenigen der compacten Effusivmassen. Dem entsprechend müssen wir eine weit häufigere vitrophyrische Ausbildung und sehr geringe Dimensionen der mikrolithischen Gebilde erwarten. Auch das bestätigen alle Untersuchungen.

Die früher öfters discutirte Frage nach der Herkunft der vulkanischen Aschen und Sande, ob dieselben zerriebenes, festes Gesteinsmaterial oder zerstiebte Lava seien, dürfte heute kaum noch aufgeworfen werden. So ziemlich alle Beobachter und jedenfalls alle Thatsachen sprechen zu Gunsten der letzteren Annahme. Damit soll natürlich nicht gesagt werden, dass sich nicht auch wechselnde Mengen triturirten festen Materials der Kraterwände der zerstiebten Lava beimengen können und gelegentlich beigemengt haben.

Denken wir uns durch Gas- oder Dampfentwicklung infolge plötzlich abnehmenden Drucks die Lavamasse in einem Krater zerstieben, wie das Sodawasser in einer rasch geöffneten Flasche, so werden die lockeren Auswurfsmassen sehr verschiedene petrographische Natur haben, je nachdem der Process der intratellurischen Gesteinsentwicklung mehr oder weniger weit gediehen war. Durch dieses Verhältniss wird wesentlich die relative Menge krystalliner und amorpher Ejactamente bedingt werden. Die grössere oder geringere Heftigkeit der Dampfentwicklung, der Grad der Viscosität der Lava und der Adhäsion zwischen den ausgeschiedenen Krystallen und dem glasigen Krystallisationsrückstande oder Magma, in geringerem Grade auch die Mengenverhältnisse dieser beiden werden für die Dimensionen und die Form der Auswurfsmassen bestimmend sein. Die in den vorhergehenden Capiteln gegebenen Darstellungen der Effusivgesteine machen es wahrscheinlich, dass die Aschen und Sande basischer Eruptivgesteine häufiger krystallreich, diejenige saurer Laven öfter glasig sein werden. Das scheinen auch die bisher vorliegenden Beobachtungen zu bestätigen.

In dem Krater wird eine Lava, sofern derselben die intratellurische Krystallisation nicht überhaupt abgeht, in wechselnden Mengen von nesterartigen Agglomerationen der ältesten Ausscheidungen, einzelnen Krystallen, zumal der frühesten Bildungen, und aus einem schmelzflüssigen Krystallisationsrückstande (Magma) bestehen. In diesen letzteren werden, wenn der Aufstieg der Lava im Kraterkanal und damit die Druckverminderung und der Wasserverlust bereits einige Zeit gedauert haben, Resorptionen älterer

intratellurischer Gebilde und mikrolithische Neubildungen bis zu einem gewissen Grade eventuell haben stattfinden können. Wir dürfen daher erwarten, dass unter den losen Auswurfsmassen holokrystalline und hypidiomorph-körnige Auswürflinge mit einer mehr oder weniger vollständigen Schlacken- oder Glashülle (Olivinbomben, Hornblendebomben, Augitbomben, Sanidinitmassen etc.), lose Krystalle mit mehr oder weniger anhängender Glas- oder Schlackensubstanz, grössere und kleinere Lavastücke (Bomben, Lapilli) mit verhältnissmässig, zumal peripherisch hohem Glasgehalt und endlich feinste Glaspartikeln, mehr oder weniger mit Krystallen und Krystallfragmenten untermengt, auftreten werden. Es ist ferner zu erwarten und wird von der Beobachtung erwiesen, dass unter den holokrystallinen Auswürflingen sich in grösserer Menge Mineralgemengtheile finden, die in der compacten Lava durch magmatische Resorption mehr oder weniger verschwunden sind.

Alle die krystallinen Gemengtheile solcher loser Auswurfsmassen werden dieselbe Beschaffenheit haben, wie diejenigen der compacten Lava und ältere Angaben über einen besonderen und aussergewöhnlichen Reichthum derselben an Glas- und Gaseinschlüssen bedürfen gewiss einer Revision. Dagegen ist es allerdings zu begreifen, dass die Glaspartikel der Aschen in höherem Grade mit Dampfporen erfüllt seien, als die glasige Basis der entsprechenden compacten Lavaergüsse.

Die schwereren und voluminösen Auswürflinge fallen naturgemäss in der unmittelbaren Umgebung der Ausbruchspunkte herab, und auch die krystallinen Bestandtheile der Aschen und Sande werden, wenn sie nicht durch viel anhängendes Glas leichter wurden, in nicht zu grosser Entfernung niederfallen. Dass aber die leichten Glastheilchen ohne und mit ausgeschiedenen Kryställchen weithin durch die Luft getragen werden, und zumal bei den oft sehr winzigen Dimensionen derselben eine ungeheure Ausbreitung erfahren können, das haben die Eruptionen auf Island im Winter 1874 und auf Krakatau im Jahre 1883 dargethan und das ergiebt sich aus der überraschenden Menge solcher vulkanischer Glaspartikel in den Tiefseesedimenten.

Werden diese losen Auswurfsmassen direct unter Wasser abgelagert oder später durch irgend welche Vorgänge verfestigt, so entstehen Eruptivtuffe, die sich dann nach dem jeweils herrschenden Material in Krystalltuffe, Lapillituffe und dichte Tuffe oder Aschentuffe eintheilen liessen. — Die actuellen Verhältnisse bei

den jetzt sich bildenden Tiefseesedimenten lassen vermuthen, dass auch in früheren Perioden den normalen Sedimenten eruptives Material, und zwar ganz vorwiegend glasige Aschenpartikel und winzigste Gesteinsstückchen in wechselnden Mengen beigemischt wurden, ja dass es Sedimente geben werde, welche vorwiegend oder gänzlich aus derartigem Material bestehen. In der That sind solche, aus winzigsten, ascheähnlichen Lapilli bestehende Sedimente vulkanischer Abstammung in den älteren und jüngeren Formationen mancher Localitäten recht verbreitet. Ihre Bestimmung bietet keinerlei Schwierigkeiten; die auch in den kleinsten Lapilli ausgeschiedenen krystallinen Gemengtheile und die Structur lassen sich selbst bei weitgehender Metamorphose derselben unschwer erkennen. — Anders ist das bei den aus amorphen Aschentheilchen ursprünglich aufgebauten Ablagerungen. Die vielfach constatirte leichte Veränderlichkeit solcher amorphen Massen in krystalline Aggregate verwischt den Glascharakter vollständig. Zur Erkennung des ursprünglichen Bestandes ist man alsdann ausschliesslich auf die Form der Partikelchen angewiesen. Diese ist verhältnissmässig selten rundlich, öfter eiförmig, sehr häufig cylindrisch und fadenförmig. Es verdient besondere Erwähnung, dass in den von Diller, Merrill und Prinz ihren oben citirten Arbeiten beigegebenen Abbildungen jene Formen nicht eben spärlich vorkommen, welche im Dünnschliff concav-bogenförmige Durchschnitte geben müssen, wie wir sie S. 730 bei gewissen Porphyroiden kennen lernten. Diese Gestalten sind auch in der Island-Asche häufig, welche im Winter 1874 auf 1875 in Norwegen gesammelt wurde, treten dagegen nicht gerade reichlich in den mir zu Gebote stehenden Krakatau-Aschen auf.

Nachträge und Berichtigungen.

S. 51. Zu den Alkaligranititen dürfte wohl das von M. Weibull (Om Kalken vid Tennberget. G. F. i. Stockholm Förhdl. 1896. XVIII. 73) beschriebene Granitgestein von Tennberg im südlichsten Theil des Kirchspiels Ludvika in Dalarne gehören, dessen Feldspath Mikroklinmikroperthit mit den S. 149 (Anmerkung) beschriebenen Eigenschaften mit etwas Albit ist und dessen Biotit $2E = 10^0—15^0$ und $b = c$ dunkelgrün, a strohgelb hat.

S. 65. Fr. E. Suess (Verhdl. k. k. geol. R. 1895. 102) beschreibt turmalinreiche und schiefrig struirte, mit Pegmatit in Beziehung stehende Randfacies von dem Granitstreifen zwischen Tassau und Drahonin bei Gr. Meseritsch in Mähren.

Zu S. 70. Benj. Frosterus (Über einen neuen Kugelgranit von Kangasniemi in Finland. Bull. Comm. géol. Finlande. No. 4. Helsingfors 1896) fand am See Puulawesi unfern des Dorfes Hokka, Kirchspiel Kangasniemi, im mittleren Finland glaciale Geschiebe eines Kugelgranitits, dessen Kugeln und Ellipsoide, theils sich berührend, theils durch Gesteinsmasse getrennt, einen mittleren Durchmesser von 15—20 cm erreichen. Der Kern ist meistens ein gneiss- und einschlussartiges, langgestrecktes, biotitreiches, anscheinend fragmentäres Gesteinsstück, seltener normaler Granitit. Zwischen beiden giebt es vermittelnde Bildungen. Darauf folgt zunächst eine 1—2 cm breite, feldspathreiche, pegmatitische Zone, welche allmählig in ein feinkörniges, normales, oft concentrisches Gemenge der Granitmineralien übergeht. Auf diesen Gesammtkern folgen die concentrischen Hüllen der Kugeln, und zwar: a) gelblichweisse, fast nur aus Feldspath bestehende und b) stets feinerkörnige, grauliche, biotitreiche Feldspathzonen. In diesen Zonen ist stets concentrisch-schaliger und radialer Bau erkennbar. Auffallend ist ein Zusammenhang zwischen der Mächtigkeit der Feldspathzone a) und der Gestalt der Kugel; ist diese stark elliptisch, dann ist die Feldspathschale schmal (0,5—1 cm). ist die Kugel rund, so ist die Feldspathschale bis zu 5 cm dick. — In der Beschreibung der mikroskopisch wahrnehmbaren Verhältnisse sucht Frosterus nachzuweisen, dass der Kern der Kugeln ein fremdes und peripherisch verändertes Gesteinsstück (Gneiss) sei, indem er sich auf die Resorptionserscheinungen am Biotit (derselbe enthält Rutilnadelsysteme und daraus hervorgegangenen Titanit in Körnern, sowie im unfrischen Zustande Epidotnadeln in drei sich unter 60^0 schneidenden Systemen), auf die Verdrängung des ursprünglichen Feldspathes (Andesin) durch wasserhellen Oligoklas und Mikroklin, sowie endlich auf die für Gneiss charakteristische, gerundete Form des Zirkons stützt, die hier auch beim Apatit wiederkehrt. Fluorit ist spärlicher Übergemengtheil. — Der pegmatitische Theil des Kernes

wird als das Product einer Wechselwirkung zwischen dem Granitmagma und dem der Resorption verfallenden Einschluss angesehen. Orthoklas und Mikroklin treten in dem Kern bis auf Spuren zurück.

Die concentrischen Hüllen bestehen 1. aus einer innersten feinkörnigen Zone aus radialgeordnetem Andesin nebst geringen Mengen eines saureren Plagioklas und Orthoklas, aus reichlichem Biotit und Quarz. Der Biotit ist mit seiner Tafelfläche oft tangential gestellt und wenig oder gar nicht resorbirt; Zirkon fehlt ganz; 2. aus fast glimmerfreien Mikroklin-Quarz-Schalen. Die Mikroklinindividuen sind Kegel, die ihre Spitze nach innen richten und deren Axe stets der Kante P/M entspricht. Der Quarz bildet reichliche eckige Körner im Mikroklin. Diese Schale ist um so breiter, je vollständiger die Resorption des Kernes (Einschlusses) ist. — Die äusserste Schale besteht aus dünnen Hüllen infolge der concentrischen Anordnung des Biotits und baut sich auf aus viel idiomorphem Biotit, wasserhellem Oligoklas oder Albit mit etwas Andesin, Orthoklas, Mikroklin und sehr viel Quarz.

Der Granitit, in welchem die Kugeln liegen, ist ein „von biotitreichen Schlieren und pegmatitischen Adern reichlich durchzogener normaler Granitit" mit spitzpyramidalem, scharfkantigem Zirkon und langen Apatitnadeln. Die Feldspathe sind Oligoklas, Orthoklas und Mikroklin. Die Kugeln sitzen fest im Gestein, weil die Oligoklastafeln des normalen Gesteins zahnartig in die Kugelhülle hineingewachsen sind.

Frosterus beruft sich vielfach in seiner Beweisführung auf eine mir unbekannt gebliebene Untersuchung von Chrustschoff über kuglige Gesteine und scheint das vielleicht im Einzelfalle Richtige zu sehr verallgemeinern zu wollen.

S. 119. Zu den pulaskitischen Glimmersyeniten dürften vielleicht die centralen Theile der Intrusivlager in den Kreideschichten von Montana* gehören, deren lamprophyrische oder theralithische (?) Grenzfacies S. 1217 gelegentlich der Absarokit-Shoshonit-Banakit-Reihe besprochen wurden. So besteht ein Glimmersyenit von Gallatin Co., Montana, welcher lagerartig an der Basis des Cambrium nördlich des East Gallatin River auftritt, bei hypidiomorph-körniger Structur aus Plagioklasleisten mit breiten Orthoklasmänteln, Orthoklas, Glimmer und Eisenerzen nebst Apatit. Das Gestein hat 58,9 % SiO_2, 5,2 % K_2O, 3,5 % Na_2O. Das etwa 45 Fuss mächtige Lager geht im Hangenden über in eine zersetzte Gesteinslage mit zahlreichen Blättchen von dunklem Glimmer und Adern von hellröthlichem Feldspath, die parallel der Lagerfläche verlaufen. Diese zersetzte Lage verläuft wieder allmählig in eine 6 Zoll bis 1 Fuss mächtige Grenzfacies von dunkelgrauer bis schwarzer Farbe, feinkörniger bis dichter, auch mandelsteinartiger Structur und mit gelegentlichen Einsprenglingen von Pyroxen. Die miarolitischen Räume des Syenits sind mit Calcit, Plagioklas und selten mit Quarz erfüllt.

Ein Vorkommniss vom unteren Cottonwood Creek ist hellgrau und führt neben braunem Biotit viel hellgrünen Augit, stark zersetzten Feldspath und in den Zwickeln zwischen diesen Hauptgemengtheilen ein natronreiches, isotropes, leicht mit Salzsäure gelatinirendes Mineral (? Sodalith, ? Analcim).

* G. P. Merrill, Notes on some eruptive rocks from Gallatin, Jefferson and Madison Counties, Montana. Proceed. U. S. Nat. Museum. 1895. XVII. 637.

Das Intrusivlager im Kreidesandstein zwischen South Boulder und Antilope Creek ist stark verwittert. Der Glimmersyenit baut sich auf aus Orthoklas mit gelegentlichem Plagioklas, braunem Glimmer mit bis 8° Auslöschungsschiefe in breiten Flecken, die aus Anhäufungen unregelmässig begrenzter Blättchen bestehen, oder lange divergent strahlig geordnete Leisten bilden, hellgrünem Augit mit $c : c = 41°$, idiomorph in der Prismenzone und mit zackiger terminaler Begrenzung, viel Apatit in langen, rauchgrauen Nadeln und Sodalith als spärlicher Füllmasse. Die Structur ist körnig und geht nach der hier viel mächtigeren dunklen Grenzzone hin ins trachytoide über. — Das Gestein ähnelt dem Sodalithsyenit von Square Butte.

Manches in diesen Gesteinen erinnert auch an den Monzonittypus.

S. 124. W. C. Brögger (Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtyrol. Kristiania 1895) stellt den Monzonitypus ebenfalls selbständig hin und charakterisirt ihn als typisches Orthoklas-Plagioklasgestein, was aber alle normalen Kalk-Alkaligranite ebenso sind. Die sehr pyroxenreichen und olivinhaltigen, dabei nahezu plagioklas- und ganz orthoklasfreien Massen des Stocks bezeichnet er als Pyroxenite und weist nach, dass sie Grenzbildungen seien. Er beobachtete gelegentlichen Quarz und Spinell, ausser den im Text angegebenen Gemengtheilen.

Eine überraschende Parallele zu dem Monzonit des Predazzo-Gebiets bildet ein von Weed und Pirsson (Igneous rocks of Yogo Peak, Montana. Amer. Journ. 1895. L. 467) beschriebener Syenitstock am 9000′ hohen Yogo Peak in den Little Belt Mts. in Montana. Sie nannten das Gestein Yogoit, erkannten aber später dessen Identität mit dem Monzonittypus (The Bearpaw Mountains of Montana. Amer. Journ. 1896. L. 351) und zogen den Namen zurück. Das normale Gestein mit etwa 1 mm Korngrösse der Gemengtheile besteht hauptsächlich aus Orthoklas, der gern Mäntel um Oligoklas bildet. Der herrschende dunkle Gemengtheil ist sehr blassgrüner Diopsid in bündelförmigen Aggregaten und peripherisch mit Hornblende umwachsen. Biotit ist spärlich. Etwas Quarz, Titanit, Apatit und Eisenerze bilden den Rest. — Der röthlichgraue Syenit wird nach W. hin dunkelgrau mit Stich ins Grüne. Die Gemengtheile sind im Wesentlichen dieselben, aber der Augit ist grün und durchaus idiomorph, die Hornblende wird spärlich, Biotit und Eisenerz nehmen an Menge zu und Quarz verschwindet. Orthoklas und Plagioklas sind in denselben Proportionen vorhanden, aber der Plagioklas ist Andesin. Die Hauptgemengtheile Orthoklas und Augit sind in dieser Ausbildungsform, die speciell Yogoit genannt wurde, etwa in gleicher Menge vorhanden. Der chemische Charakter dieser Ausbildungsform ist lamprophyrisch, wie beim Durbachit. — Noch weiter nach Westen entwickelt sich eine Grenzform, die Shonkinit genannt wird und chemisch dem echten Shonkinit sehr nahe steht. Die Gemengtheile sind auch hier dieselben, aber ihre Proportionen sind durchaus andere. Der Habitus ist gabbroähnlich und grobkörnig. Zahlreiche Biotittafeln (braun und bisweilen dunkelgrün) von mehreren Millimetern Durchmesser fallen zuerst ins Auge; der Augit ist dunkler und hat sehr an Menge zugenommen; ebenso wie Apatit und Magnetit. Auch treten Pseudomorphosen nach Olivin auf. Orthoklas ist weit spärlicher geworden und bildet grössere Tafeln, in denen Andesin regellos eingewachsen ist. — Am Westende des Yogo Peak sind mit dem Shonkinit nahe am Contact gegen die Sedimente unregelmässig gestaltete Gesteinsmassen verbunden, in

deren bis 1 cm breiten Biotittafeln die übrigen Gemengtheile poikilitisch eingewachsen sind. Augit ist auch hier der herrschende farbige Gemengtheil, der Olivin ist frisch und ältester Component; der sehr spärliche Orthoklas füllt die Interstitien zwischen den andern Gemengtheilen. Man hat also von Ost nach West die durch alle Übergänge verbundene Gesteinsreihe Monzonit-Yogoit-Shonkinit-Peridotit, chemisch den Übergang aus normalem Tiefengestein in lamprophyrische und peridotitische Grenzfacies.

Die auf S. 124 angedeutete Beziehung des Monzonittypus zu Alkalisyeniten wird in der vollendetsten Weise bestätigt durch eine lakkolithische Intrusivmasse der Bearpaw Mountains in Montana, welche von dem Beaver Creek aufgeschlossen wird. Weed und Pirsson haben sie in der zweiten, oben citirten Arbeit vorzüglich beschrieben und ihre Bedeutung für die Bildungsbedingungen von Tiefengesteinen durch magmatische Spaltung hervorgehoben. — Durch diese Lakkolithe sind die Schiefer der Kreideformation zu adinolähnlichen Massen, die Sandsteine zu Quarziten umgewandelt.

Die Hauptmasse des Lakkolithen besteht aus einem Syenit vom Monzonitypus von ebenem Korn (etwa 1 mm) und grauer Farbe und wird von Feldspath und Augit nebst untergeordnetem Biotit etwa zu gleichen Hälften aufgebaut. Der Augit ist ein heller Diopsid in kurzen, dicken Säulen; der Biotit bildet unregelmässige Blättchen, der Feldspath ist Plagioklas (Labradorkern mit bis zu Oligoklas sich steigernden saureren Schalen) und Orthoklas als jüngster Gemengtheil.

Der Kern des Intrusivgesteins besteht aus einem aplitähnlichen, feinkörnigen, grauen Quarzalkalisyenit, der ganz vorwiegend aus Mikroperthit in dicken Tafeln mit rectangulären und quadratischen Durchschnittsformen besteht; die Zwischenräume dieser werden von Alkalifeldspath und Quarz erfüllt. Farbige Gemengtheile sind hellgrüner Diopsid in sehr spärlichen kleinen Körnern und etwa ebensoviel Eisenerz. Biotitblättchen und Titanit sind ganz vereinzelt. Kalknatronfeldspath fehlt ganz.

Nach aussen geht der Syenit in eine dunkle Grenzform von shonkinitähnlichem Charakter über; das Gestein wird grobkörniger; Biotit (braun und in Grün übergehend) fällt sehr in die Augen, obschon seine Menge hinter derjenigen des Diopsides (in langen schlanken Säulen und eckigen Körnern) zurückbleibt. Apatit und Eisenerz sind weit reichlicher als im Monzonit. Der Feldspath (Anorthoklas) ist auf sehr kleine Mengen herabgesunken, etwas Olivin hat sich eingestellt und Plagioklas fehlt ganz. Eine schwache Gelatination des Gesteinspulvers könnte auf etwas Nephelin als gegenwärtig hindeuten.

Zu S. 127. Einen Aegirinaugit-Syenit beschreiben Weed und Pirsson (The Bearpaw Mountains of Montana. Second Paper. Amer. Journ. 1896. II. 136) aus dem Quellgebiet des Wind Creek in den Bearpaw Mountains von Montana. Das Gestein ist feinkörnig, hellgrau und besteht vorwiegend aus Feldspath (Mikroperthit) in breiten Leisten, deren Interstitien von kleineren Individuen erfüllt werden. Der Aegirinaugit bildet unvollkommen idiomorphe, dicke bis schlanke Prismen, die oft einen diopsidischen Kern haben; er wird stellenweise von reinem Aegirin in kleinen Körnern begleitet. Sodalith erscheint in kleinen Massen, die Feldspathinterstitien füllend. Vereinzelt findet sich Apatit, Eisenerz, Biotit, Titanit und Hornblende.

Zu S. 158. Nach Adams und Harrington (On a new alkali-hornblende and a titaniferous Andradite from the Nepheline-Syenite of Dungannon, Hastings Co., Ontario. Amer. Journ. 1896. I. 210) ist die blaue Alkalihornblende von Dungannon charakterisirt durch $c : c = 30^0$ etwa, $2E = 30^0$—45^0, starke Dispersion $\varrho < \upsilon$, sehr schwaches γ—α und a gelblichgrün, $b = c$ tief blaugrün. Sie ist chemisch gegeben durch $(Fe, Mn, Ca, Mg, Na_2, K_2)_3 (Fe, Al)_2 (Si, Ti)_3 O_{12}$.

Zu S. 169. Zeile 6 u. 7 v. o. lies „vom Paisano Pass“ statt „aus den Mount Ord Ranges“.

Zu S. 173. W. Ramsay und E. T. Nyholm (Cancrinitsyenit und einige verwandte Gesteine aus Kuolajärvi. Bull. de la Comm. géol. de la Finlande. No. 1. Helsingfors 1895) beschreiben von der Schlucht Pyhäkuru im Kirchspiel Kuolajärvi einen Cancrinitsyenit, der aus Aegirin, Orthoklas in zwei Generationen in dünnen Tafeln nach M, sehr reichlichem Cancrinit, der im Feldspath eingeschlossen die Formen $(10\bar{1}0)$ $(10\bar{1}1)$ (0001) zeigt, vollkommen frischen Nephelin, nebst etwas Apatit, Titanit und Pyrit besteht. Der Nephelin ist älter als Feldspath. Cancrinit bildet 29 % des Gesteins (bei Särna nur 26 %). Die Structur ist hypidiomorph-körnig mit Anklang an das Porphyrische durch den Feldspath, dessen Tafelform den Charakter ins Trachytoide hinüberspielt.

Zu S. 185. Was Ch. W. Cross und R. A. F. Penrose Jr. (Geology and Mining Industries of the Cripple Creek District, Col. U. S. geol. Survey, Annual Report. XVI. 1894—95. Washington 1895) als Nephelinsyenit vom Südfuss des Bull Hill im Cripple Creek District, Colorado, beschreiben, ist nach Cross' Darstellung und der Analyse von Hillebrand wohl ein dem Essexit genähertes Glied der foyaitisch-theralithischen Magmen. Es steht in der Reihe der Essexite noch über Rongstock und dürfte überhaupt das dem Elaeolithsyenit nächste Glied dieser Reihe darstellen, woraus sich auch der Noseangehalt erklärt.

Zu S. 309. H. Blankett (Om Välimäki malmfjelt jämta några andra geologiska data från Sordawala Socken i Östra Finland. G. F. i St. Forhdl. 1896. XVIII. 201) beschreibt einen „Magnetit-Diallag-Olivinit“, der an der Grenze in Diallag-Amphibolit übergeht, aus dem Hornblendegabbro von Välimäki im östl. Finland. Dieses Spaltungsproduct verläuft z. gr. Th. parallel der Grenze des Hornblendegabbros, aber in einiger Entfernung von dieser, nicht unmittelbar an ihr. Der Hornblendegabbro muss sehr ähnlich dem „Diorit“ des nördlichen Odenwaldes sein.

Zu S. 318. Gebänderten Gabbro und Gabbropegmatit in inniger Verwebung beschreibt auch Harold W. Fairbanks (The geology of Point Sal. University of California. Bull. Dep. of geology. II. 1. Berkeley 1896) von Point Sal an der californischen Küste; auch hier in Verbindung mit Forellenstein und Peridotiten, so dass eine ununterbrochene Gesteinsreihe entsteht, welche die Typen Anorthosit, Hornblendegabbro, Quarzgabbro, Norit, Olivingabbro, Olivinnorit, Forellenstein, Lherzolith, Amphibolperidotit, Harzburgit, Wehrlit, Dunit, Pikrit und Pyroxenit umfasst. Die Feldspathe sind durchweg Anorthit.

Zu S. 336. A. Andreae (Kurze Mittheilung über Diallag-Aplite, sowie über Wollastonitgesteine im Gabbro vom Radauthal bei Harzburg. Mittheil. aus dem Roemer-Museum. Hildesheim. No. 5. März 1896) deutet nach der Hornfelsstructur der Wollastonitgesteine aus dem Harzburger Gabbro diese als contactmetamorphe Kalksteinblöcke. Sie zeigen gegen den Gabbro einen Quarzmantel und führen auch accessorisch etwas Quarz und etwas Calcit, der für primär gehalten wird.

Zu S. 347. In geringer Entfernung (3 miles südlich) von dem Biotit-Peridotit von Syracuse beschreibt Darton einen Gang in den Salina-Schichten, der nach Kemp's Schilderung (Petrography of the Dewitt Dyke. Amer. Journ. 1895. XLIX. 457) die schon von G. H. Williams beschriebene porphyrische Structur, sogar mit Resten von Glas, vorzüglich deutlich zeigt. Man vergleiche auch S. 1197 dieses Buchs.

Zu S. 350. G. P. Merrill (Note on some eruptive rocks from Gallatin, Jefferson and Madison Counties, Montana. Proceed. U. S. Nat. Museum. 1895. XVII. 637) beschreibt einen dem Schriesheimer sehr ähnlichen, aber etwas hypersthenführenden Hornblende-Peridotit aus dem Gneiss von North Meadow Creek, Montana.

Zu S. 354. Wehrlit mit etwas Biotit und gelegentlichem Plagioklas tritt als Intrusion 3 miles NW. von Red Bluff unfern Three Forks, Montana, nach Merrill (l. c.) auf.

Zu S. 358. Derselbe (l. c.) beschreibt serpentinisirten Harzburgit aus dem Gneiss zwischen dem North und South Meadow Creek, Montana.

Porro (Geognostische Skizze der Umgegend von Finero. Z. D. G. G. 1895. XLVII. 377) schildert einen Harzburgit vom Monte Gridone im Val Canobbina (Lago Maggiore), der bei verhältnissmässig hoher Frische etwas Diallag und Hornblende, sowie Chromspinell und Pleonast führt. Auch glaubt er einmal Korund im Bronzit beobachtet zu haben. Interessant ist es, dass nach dem Rande des Vorkommens hin sich zahlreiche, oft bis zu 30 cm dicke Bänke von schwarzer Hornblende einstellen, deren nicht idiomorphe Individuen bis zu 10 cm lang werden. Auch mitten im Harzburgit finden sich solche Hornblendemassen. Die randlichen Lagen zeigen oft starke Quetschung und sind theils in Asbest, theils in serpentinähnliche Massen umgewandelt. Das Gestein selbst geht sowohl in reinen Serpentin, sowie in Serpentin über, der reich an Talk, Chlorit und Tremolit ist. Ob auch reine Talkschiefer mit Tremolitnadeln, die damit verbunden sind, aus diesen Harzburgiten hervorgingen, ist nicht nachweisbar.

Zu S. 360. Nach Artini und Melzi (Sulla Lherzolite di Balmuccia in Val Sesia. Rend. R. Accad. Lincei. [5.] IV. 87. 1895) findet sich Lherzolith in grosser Ausdehnung im Val Sesia bei Balmuccia. Er gehört zu der grossen Zone von pietre verde von Ivrea-Locarno.

Zu S. 367. Hochinteressant sind die mit dem Allalingabbro verbundenen Dunit-Serpentine, in denen R. W. Schäfer (Über die metamorphen Gabbrogesteine des Allalingebietes in Wallis zwischen Zermatt- und Saasthal. T. M. P. M. 1895. XV. 10) den Beryll-Humit und Ottrelith als wesentliche Gemengtheile nachwies.

Zu S. 368. Zwischen Meadow und Granite Creek in Montana tritt nach Merrill (l. c. zu S. 350) Pyroxenit im Gneiss auf; er besteht aus Hypersthen und hellgrüner Hornblende mit etwas Olivin und viel Pleonast. Ein anderes Vorkommen liegt zwischen South Meadow und Moore Creek. — Websterit findet sich am Jackson Creek, ebenda.

Zu S. 379. J. E. Wolff (On an occurrence of Theralite (?) in Costa Rica, Central America. Amer. Journ. 1896. I. 271) beschreibt einen unfrischen Theralith aus dem Oberoligocän von Costarica, dessen Augit keine Aegirinmäntel hat und dessen Feldspath Labrador wäre.

A. C. Lawson (On Malignite, a family of basic plutonic orthoklase rocks,

rich in alkalies and lime, intrusive in the Coutchiching Series of Poobah Lake. University of California. Bull. Dep. of geology. I. 337. Berkeley 1896) entdeckte in den Coutchiching-Schiefern am Poobah Lake im Gebiet des Rainy River, Ontario, Canada, ein Massiv eines theralithischen Gesteins, das er nach dem Maligne-Fluss Malignit nannte. Dasselbe ist in mehreren Abarten ausgebildet, deren eine er als Nephelin-Pyroxen-Malignit bezeichnet. Es ist ein doleritähnliches, hypidiomorph-körniges Gemenge aus etwa gleichen Quantitäten farbloser und farbiger Componenten. Unter den farbigen herrscht der Aegirinaugit in glänzenden schwarzen Säulen, neben ihm treten brauner Biotit und etwas Titanit auf. Die farblosen Componenten sind theils frischer und glasiger, theils trüber Orthoklas, dessen unregelmässig begrenzte Individuen Spaltflächen bis zu 4 cm Durchmesser zeigen und gewissermaassen den Wirth für die übrigen Gemengtheile bilden, so dass die Structur in gewissem Sinne poikilitisch ist. Er ist der jüngste Gemengtheil. Nephelin bildet idiomorphe Individuen im Orthoklas und ist jünger als der Aegirinaugit. Stellenweise ist der nirgends ganz frische Nephelin granophyrisch mit dem Orthoklas derart verwachsen, dass er divergent- und parallelstrahlige Aggregate im einheitlichen Orthoklas bildet. Glänzend grünlichgelbe Prismen von Apatit sind schon mit blossem Auge reichlich wahrzunehmen. — Eine schiefrige Facies des Malignit hat panidiomorph-körnige Structur, der Orthoklas ist reichlicher vorhanden und bildet idiomorphe Tafeln nach M, zeigt auch Zwillingsbildung nach Karlsbader Gesetz, was im ersten Typus nicht der Fall ist. Die schiefrige Structur ist durch die Parallelordnung der Orthoklastafeln bedingt. — Als Granat-Pyroxen-Malignit werden zwei Typen benannt, deren eine den grössten Theil des südlichen Seeufers einnimmt, während die andere in nur geringer Verbreitung am NW.-Ufer des Sees erscheint. Hier bildet der Feldspath dicke, hellfleischrothe Tafeln, die unter einander parallel in einer feinkörnigen, dunkelgrünen Grundmasse liegen. Die Feldspatheinsprenglinge sind Mikroperthit und werden bis zu 6 cm lang, bis zu 5 cm dick. Die Grundmasse besteht aus einem hypidiomorph-körnigen Gemenge von Aegirinaugit, Melanit, Biotit, Titanit und Apatit nebst etwas Orthoklas und Albit. Magnetit und Haematit sind allenthalben sehr sparsam. Die Abart am NW.-Ende des Sees ist nicht so auffallend porphyrisch und die Feldspathe sind kleiner. — Am Nordufer des Sees ist das Gestein als Amphibol-Malignit ausgebildet und ähnelt dem Granat-Pyroxen-Malignit; nur sind die Feldspathe kleiner, die Grundmasse gröberkörnig. In dieser herrscht ein glänzend schwarzer Amphibol in grossen Körnern, mit welchem der stark zurücktretende Aegirinaugit verwachsen ist. Der Amphibol hat stark schiefe Auslöschung bis zu 20°; der Pleochroismus ist a tiefgrünblau, b tiefgrünlichbraun, c mattgelbgrün, wenn man annimmt, dass a der Prismenaxe zunächst liegt, was aber nicht bestimmt werden konnte. Der Feldspath dieser Abart ist Mikroperthit; der Melanit fehlt gänzlich. — Der Malignit gehört hiernach zu den Shonkiniten.

Am Point Sal an der californischen Küste tritt intrusiv im Miocän nach Harold W. Fairbanks (l. c. zu S. 318) „Augit-Teschenit“ in wechselnder Ausbildung auf, bald hell und compact, bald dunkel und krümelig unfrisch und durchzogen von pegmatitischen Adern nach Art der Nephelindolerite im Nephelinbasalt. Das Korn schwankt vom dichten bis zum mittelkörnigen. In dem krümelig unfrischen Gestein liegen harte Kerne, die aus bis ½ Zoll grossen

Augitkrystallen bestehen; sie sind poikilitisch mit Feldspathleisten durchwachsen. Dass der neben dem Feldspath dieser Gesteine auftretende Analcim aus einem Na-Silikat und zwar aller Wahrscheinlichkeit nach aus Nephelin hervorgegangen sei, ist dem Verfasser zweifellos. Die Structur dieser Augit-Teschenite schwankt vom Panidiomorphkörnigen bis zum Ophitischen. In den panidiomorph-körnigen Typen folgten sich Augit, Apatit, Feldspath (in Tafeln), Magnetit, Nephelin (Analcim), in den ophitischen Apatit, Feldspath, Augit und Analcim. Die Feldspathe sind zonar und haben einen Kern von basischem Labrador, während die äusserste Hülle Albit ist und ein sehr plötzlicher Übergang aus dem basischen Kern zu dem sauren Mantel stattfindet. Der Pyroxen ist basaltischer Augit mit $c : c = 54°$. Magnetit ist reichlich vorhanden; auf früheren Olivin deuten blättrige röthlichbraune bis grünliche Umwandlungsproducte. Analcim bildet unregelmässige Körner im Feldspath und füllt die Zwickel zwischen den Feldspathtafeln. Ein grobkörniger Typus bestand rund aus 43% Feldspath, 32% Augit, 20% Analcim, 4% Magnetit und 0,5% Apatit.

Dieselben Gesteine hatte Fairbanks schon früher (On analcite-diabase from S. Luis Obispo Co., Cal. Ibidem. 1895. I. 273) als Gänge in der Grafschaft S. Luis Obispo nördlich von Point Sal (Sta. Barbara Co.) unter dem Namen Analcimdiabase beschrieben. Die beiden Hauptvorkommnisse hier liegen im Cuyamas-Thale und am Abhang der Sta. Lucia-Kette. Die mächtigen Hauptgänge werden von schmaleren durchbrochen, die bei wesentlich gleicher Zusammensetzung doch frischer sind. Beiderlei Gänge sind körnig. Der Hauptgang von Cuyamas ist diabasisch körnig und hat die gleiche Zusammensetzung, wie die Augit-Teschenite von Point Sal. Die schmaleren Gänge enthalten keinen Olivin und der Augit ist idiomorph, tafelförmig nach (100) und zeigt neben der gewohnten Spaltbarkeit nach (110) auch eine solche nach (001), wohl verbunden mit Zwillingslamellirung, wie ein sog. Salitdiabas. Verf. scheint diese scheinbare Faserung als Umbildung zu Diallag zu deuten. Auffallend ist die Halbirung der Augitdurchschnitte durch eine feine Linie parallel der Trace von (100), welche keine Zwillingsgrenze ist, da stets beide Hälften des Schnitts zugleich auslöschen und dieselbe Interferenzfarbe zeigen. Im Analcim hat sich vielfach reichlich Prehnit gebildet und auch Feldspath scheint secundär daraus zu entstehen.

Zu S. 399. Z. 9 von oben lies „Caernarvonshire“ statt „Carrock Fell“.

Zu S. 410. Knut Winge (Om diabas-granitgangen vid Brefven. G. F. i. St. F. 1896. XVIII. 187) bespricht einen gemischten Gang, dessen Füllung im Streichen von Olivindiabas zu Granophyr mit einem Übergangsgliede wechselt. Der Gang erstreckt sich vom Rafsjö im Kirchspiel Halsberg, Nerike, in östlicher Richtung durch die Kirchspiele Svennevads und Bo bis nach dem Storsjö mit einer Länge von 30 km und einer zwischen 300 und 1200 m wechselnden Mächtigkeit. Die Endglieder, ophitischer Olivindiabas und Granophyr, sind normal entwickelt; das Zwischengestein besteht aus rothem Orthoklas, Plagioklas, Quarz, z. Th. in granophyrischer Verwachsung mit Feldspath, Augit, Hornblende, titanhaltigem Magnetit mit etwas Biotit und Apatit. Die relativen Mengen von Feldspath und farbigen Gemengtheilen schwanken in weiten Grenzen, wodurch der Übergang aus Diabas in Granophyr sich vollzieht.

A. Geikie (The tertiary basalt-plateaux of Northwestern Europe. Q. J. G. S. 1896. LII. 331) beschreibt von Skye Granophyrgänge in Torridon-Sandstein

mit basaltischen Salbändern, welche nicht magmatischen Differentiationen, sondern successiven Injectionen ihren Ursprung verdanken. Eine Mischzone zwischen Basalt und Granophyr fehlt durchaus.

Zu S. 425. Weed und Pirsson (On the igneous rocks of the Sweet Grass Hills, Montana. Amer. Journ. 1895. L. 309) beschreiben einen von Dawson in den Sweet Grass Hills, Montana, gesammelten „Quarzsyenitporphyr", dessen Einsprenglinge Oligoklas, Orthoklas, reichlicher Anorthoklas (mit Albit mikroperthitisch durchwachsen) und Aegirinaugit (oft mit Diopsidcentren, oft ohne diese und dann mit Mantel von reinem Aegirin) in einer quarzreichen, mikrogranitischen Grundmasse liegen, in welcher neben herrschendem Orthoklas wenig Oligoklas und stark doppelbrechende Mikrolithe (vielleicht dem Pyroxen zugehörig) sich finden. Zirkon in dicken, kurzen Prismen ist spärlich, Eisenerze nicht ganz unbeträchtlich.

Nach denselben Autoren (The Bearpaw Mountains, Montana. First paper. Amer. Journ. 1896. I. 283) bildet an der Grey Butte in den Bearpaws Mts., Montana, ein Quarzalkalisyenitporphyr eine mächtige, N.—S. streichende Mauer in Thonschiefern der Kreide, die auf kurze Entfernung hin metamorphosirt sind. Der frische Bruch des Gesteins ist sehr blassgrau und blassröthlich gesprenkelt und zeigt dichtgedrängte röthliche Feldspathkrystalle mit 0,5—1 cm Durchmesser in einer dichten, blassgrünen Grundmasse mit kleinen schwarzen Pyroxenkrystallen von höchstens 2 mm Länge. Quarz als Einsprengling ist selten. Der Feldspath ist Anorthoklas und enthält randlich Mikrolithe von Oligoklas und Albit, deren Längsrichtung quer gegen die Grenze des Wirths gestellt ist. Der Anorthoklas hat auf P 1°, auf M + 10° 30′ bis 11° Auslöschungsschiefe. Der Pyroxen ist Aegirinaugit. Die Grundmasse besteht aus allotriomorphen Körnern von Alkalifeldspath mit etwas Quarzkitt. Zirkon, Biotit und Apatit sind spärlich vorhanden. — Am Contact ist das Gestein dicht und einsprenglingsfrei, woraus der überraschende Schluss gezogen wird, dass die Einsprenglinge nicht intratellurisch seien, obschon die Autoren selbst vorher von deren Resorption sprachen.

Einen Bostonitporphyr beschreiben Weed und Pirsson (The Bearpaw Mountains, Montana. Second paper. Amer. Journ. 1896. II. 136), welcher bei trachytischem (bostonitischem) Habitus Einsprenglinge von Hornblende, Augit, Biotit und zahlreichen Orthoklasen in quarzhaltiger allotriomorph-körniger Grundmasse führt. Kalknatronfeldspath scheint ganz zu fehlen. — Die Beschreibung eines Trachytganges in den Bearpaw Mountains, welche sich im ersten Aufsatz der Autoren über diese Localität (Amer. Journ. 1896. I. 283) findet, erinnert lebhaft an den Glimmertrachyt vom Monte Catini (S. 764). Der Trachyt durchbricht die Kreideschichten der Eagle Butte.

Einen Augitsyenitporphyr, der der Alkalireihe nahe steht, beschreibt Cross (XVI. Annual Report U. S. geol. Survey for 1894—95. Washington 1895) von der Anaconda Ridge südlich Gold Hill im Cripple Creek District, Col.

Zu S. 455. W. G. Miller und R. W. Brock (Some dykes cutting the Laurentian Series in the Counties of Frontenac, Leeds and Lanark, Ont. Canadian Record of Sc. October 1895) beschreiben gangförmige Gabbroporphyrite aus dem Laurentian in den Townships North Burgess und Bedford in Ontario, welche Einsprenglinge von Plagioklas in einer Grundmasse aus Plagioklas enthalten, welche mit Augit in eckigen Körnern durchwachsen sind. Die Feldspathe

sind durchweg bestäubt. Zwischen Einsprenglingen und Grundmasse finden sich granophyrische Aggregate. Der SiO_2-Gehalt des Gesteins war 52,96%.

Zu S. 466. Z. 5 von unten ergänze hinter Snowdon „(intrusiver Schlott in Bala Beds)".

Zu S. 473. L. V. Pirsson (On some phonolitic rocks from Montana. Amer. Journ. 1895. L. 394) beschreibt Quarztinguaitporphyr in losen Blöcken, die wohl aus den Bearpaw Mts. stammen. In tinguaitischer Grundmasse reichliche Feldspathtafeln. Einsprenglinge sind: Amphibol spärlich, mit schwachem $\gamma - a$, schwach pleochroitisch mit c hellbräunlichgrün, b sehr blassbraun, a lederbraun und $a > c > b$; Aegirinaugit; Orthoklas mit Einschlüssen von Oligoklasalbit und viel Mikrolithen, die für Augit gehalten werden. Die Grundmasse besteht aus Orthoklasleisten und Aegirinfilz nebst Quarz in kleinen unregelmässigen Flecken. Nephelin fehlt.

Zu S. 487. L. V. Pirsson (l. c. zu S. 473) beschreibt ferner in losen Blöcken, die wahrscheinlich aus den Bearpaw Mts., Montana, stammen, einen sodalithreichen Leucittinguaitporphyr. In dichter tinguaitischer Grundmasse aus Feldspathleisten, Nephelin und Aegirin liegen reichlich bis 1,5 cm grosse Einsprenglinge von Pseudoleucit (in Orthoklas und Nephelin umgewandelt) und 1—2 mm grosse Sodalithe nebst gelegentlichen Feldspathtafeln. Titanit, Aegirinaugit (in Einsprenglingen), Fluorit und einige unbestimmbare Mineralien kommen ebenfalls vor.

Zu S. 490. Ch. R. Van Hise und W. S. Bayley (Preliminary Report on the Marquette iron-bearing district of Michigan. XV. Annual Report U. S. geol. Survey 1893—94. Washington 1895) erwähnen Malchit aus dem nördlichen Complex des Marquette-Eisendistricts in Michigan.

Zu S. 491. A. Andreae (l. c. zu S. 336) entdeckte und beschrieb typischen Beerbachit als Gang im Gabbro des Radauthales bei Harzburg.

Zu S. 525. K. Busz (Über einige Eruptivgesteine aus Devonshire in England. L. J. 1896. I. 54) beschreibt Augit-Kersantit von South Brent aus dem Granititmassiv von Dartmoor.

Zu S. 541. Mit dem von Kemp beschriebenen Vorkommniss von Cayuga scheint nach B. K. Emerson (Notes upon two boulders of a very basic eruptive rock from the West shore of Canandaigua Lake and their contact phenomena upon the Trenton Limestone. 12th Annual Report of the State Geologist for 1892. Albany 1893) identisch zu sein ein Ganggestein vom Westufer des Sees Canandaigua, das auch mit dem sog. Basalt von Thetford, Vt., viel Ähnlichkeit hat. In dem Contact mit diesem ist der Trenton-Kalk mit Goethit, Magnetit und Plagioklas erfüllt.

Zu S. 547. Mit den Alnöiten verwandt ist ein von Ramsay und Nyholm (Cancrinitsyenit und einige verwandte Gesteine aus Kuolajärvi. Bull. Comm. géol. Finlande. No. 1. Helsingfors 1895) beschriebener Findling am Wege nach Aapajärvi, 2—3 km WNW vom See Wuorijärvi im Kirchspiel Kuolajärvi, welches aus Pyroxen (Augit, Aegirinaugit und Aegirin schalenförmig überwachsen), Biotit (Meroxen mit $2E = 25°$ etwa), Melilith (optisch negativ), Labrador, Apatit, Titanit, Magnetit, Haematit, Calcit und Zeolithe besteht. Die Gemengtheile sind nach abnehmender Menge geordnet. Olivin fehlt. Biotit ist bei weitem spärlicher, als im Alnöit von Alnö. Die Structur ist porphyrisch.

Ferrier (Petrographical characters of some rocks from the area of the Kamloops Map-Sheet, Brit. Col. p. 40) beschreibt ein alnöitähnliches Gestein,

welches an der Strasse zwischen Ashcroft und Savona im Bezirk der Kamloops in Britisch-Columbien gefunden wurde.

Zu S. 627. Har. W. Fairbanks (The geology of Point Sal. Univ. of California. Bull. Dep. of geology. 1896. II. 1) bespricht eine liparitische Tuffschicht im Miocän des Gebietes um Point Sal an der californischen Küste mit denselben Aschenformen, wie sie in den Porphyroiden (S. 731) auftreten, was besonders durch die Analyse, die er mittheilt, wichtig ist.

Zu S. 715. J. J. Sederholm (Über einen metamorphosirten präcambrischen Quarzporphyr von Karvia in der Provinz Abo. Bull. Comm. géol. Finlande. No. 2. Helsingfors 1895) beschreibt ein Analogon zum Thaler Quarzporphyr. Dasselbe bildet einen Gang im Granitit von Karvia, Provinz Abo, der ebenfalls kataklastische Phänomene zeigt.

Zu S. 823. Die Phonolithe des Cripple Creek District in Colorado sind nach Cross (Ch. W. Cross and B. A. F. Penrose Jr., Geology and Mining Industries of the Cripple Creek District, Colorado. XVI. Annual Rep. U. S. geol. Survey for 1894—95. Washington 1895) Aegirin-Arfvedsonit-Phonolithe mit zahlreichen Nephelineinsprenglingen. Ein Gang im Tuff des Rhyolite Mtn. führt 3—4 mm grosse Olivine, die einen dreifachen reaction rim haben. Deren innerster Ring ist schwarz und besteht wesentlich aus Magnetit und aus kleinen, senkrecht zur Olivingrenze gestellten, nicht bestimmbaren Prismen mit anscheinend paralleler Auslöschung. Die mittlere Zone ist farblos und besteht aus kleinsten Blättchen, die für Muscovit gehalten werden (man möchte eher an Talk denken), die äusserste Zone ist Biotit und um diese häufen sich gern die Aegirinnadeln des Phonoliths. — In einem „trachytischen Phonolith" giebt Cross statt Aegirin und Aegirinaugit gewöhnlichen Augit und dunkelbraunen Katophorit an mit der Absorption $b > c > a$ und der Auslöschungsschiefe $c : c = 30°$ wenigstens. — Mit diesen Phonolithen zusammen treten Gesteine auf, die Cross Andesite nennt, die sich aber nach seiner Beschreibung offenbar dem Camptonittypus nähern, wofür auch ihr hoher Gehalt an grossen Apatitkrystallen spricht; ebenso fallen seine „Plagioklasbasalte" durch einen bemerkenswerthen Gehalt an Orthoklas auf, der theils Mäntel um den Plagioklas, theils selbständige Individuen bildet. — Auch Nephelinbasalte fehlen dem Gebiet nicht. — Alle diese Gesteine haben nach der Beschreibung mehr hypoabyssischen, als effusiven Charakter.

Zu S. 1064. Fairbanks beschreibt vom Point Sal an der californischen Küste (l. c. zu S. 627) dieselben spheroidal basalts, wie Ransome von Point Bonita, die hier am Point Sal innigst verknüpft sind mit Gabbro und variolitischen und glasigen Massen. Die Schilderung der Verhältnisse erinnert sehr an die Verhältnisse in den schweizerischen Spiliten und am Mont Genèvre.

Zu S. 1160. Joh. Chr. Moberg (Untersuchungen über die Grünsteine des westlichen Blekinge und der angrenzenden Theile Schonens. Sveriges geolog. Undersökning. Afhdl. och Uppsatser. No. 158. Stockholm 1890) beschreibt die Diabasgänge des westlichen Blekinge als Olivindiabase; sie enthalten vielleicht etwas Orthoklas, sind z. Th. biotitreich und haben oft idiomorphen Augit. Am Salband nimmt der Olivin bis zum Verschwinden ab und das Korn wird feiner. Hornblendegehalt und granophyrische Aggregate werden durch stoffliche Beeinflussung des Diabas vom durchbrochenen Gneiss her erklärt. Im Gneiss selbst wird die Zunahme an granophyrischen Quarzfeldspathaggregaten, sowie ein Augitgehalt in der Diabasnähe als Contactphänomen gedeutet.

Zu S. 1225. Nach Al. Siegmund (Die Basalte der Steiermark. 1. Das Basaltgebiet von Klöch. T. M. P. M. 1896. XV. 362) gehören die Gesteine des Klöcher Bergmassivs an der Grenze der Steiermark gegen Ungarn, südlich vom Gebirgszuge der Hochstrasse, zu den Nephelinbasaniten und zwar zu den augitreichen, dem Limburgit genäherten Typen. Ihr Feldspath ist Bytownit; in den Augiten ist 2V am kleinsten in den Anwachskegeln der Flächen von (110), grösser in denen von (1̄11) und am grössten im centralen Theil der Krystalle.

Zu S. 1232. Vent. Sabatini (Sulla origine del felspato nelle leucititi laziali. Boll. Soc. geol. d'Italia. 1896. XV. fasc. 1) glaubt, dass der Feldspathgehalt (Plagioklas) der Leucitite von Latium secundär und aus Leucit entstanden sei. Er hat die Umwandlung des Leucits zu Plagioklas im frischen Gestein beobachtet, welche von aussen oder an mehreren Punkten des Innern beginnend, oft der Zwillingslamellirung des Leucits folgen soll. Die Leucitzwillingslamellen wären dabei solche des Plagioklas nach dem Albit- und Periklingesetz geworden. — Auch C. Viola (Osservazioni geologiche fatte nella Valle del Sacco in Provincia di Roma e studio petrografico di alcune roccie. Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1896. No. 1) nimmt secundäre Natur des Feldspaths in den Leucitgesteinen des Hernikerlandes an.

Weed und Pirsson (The Bearpaw Mountains, Montana. 2. Paper. Amer. Journ. 1896. II. 136) beschreiben und bilden ab schöne Wachsthumsformen von Leucit in Skeletten nach den quaternären und binären Axen in einem Leucitit der Bearpaw Mts. in Montana. Das Gestein besteht aus 31 % Diopsid und 57 % Leucit nebst etwas Biotit (2E = 38°), Eisenerz und Apatit.

Sie beschreiben ferner einen durch zwei Generationen von Leucit porphyrartigen Leucitbasalt (Amer. Journ. 1896. I. 283), der unter den effusiven Massen der Bearpaw Mts. den herrschenden Typus darstellt.

Zu S. 1269. Bei Lloyd in den Bearpaw Mts., Montana, tritt nach Weed und Pirsson (Amer. Journ. 1896. II. 136) ein Nephelinbasalt auf, der sehr ähnlich dem Gestein vom Steinsberg bei Weiler unfern Sinsheim sein muss.

Orts-Verzeichniss.

Abkürzungen.

Abs. Absarokit.
Aln. Alnöit.
Als. Alsbachit.
And. Andesit.
Apl. Aplit.
Au. Augitit.
Ban. Banakit.
Bas. Basalt.
Beerb. Beerbachit.
Bi. Bimsstein.
Bo. Bostonit.
Cpt. Camptonit.
Dac. Dacit.
Dia. Diabas.
Diap. Diabasporphyrit.
Diopt. Dioritporphyrit.
Edia. Enstatitdiabas.
Elp. Elaeolithporphyr.
Elsy. Elaeolithsyenit.
Ess. Essexit.
Gab. Gabbro.
Gabp. Gabbroporphyrit.
Gp. Granitporphyr.
Gr. Granit.
Ij. Ijolith.
Kdia. Kongadiabas.
Ker. Keratophyr.
Kers. Kersantit.
Lbas. Leucitbasalt.
Le. Leucitit.
Li. Limburgit.
Lip. Liparit.
Lmon. Leucitmonchiquit.
Lp. Leucitporphyr.
Lphon. Leucitphonolith.
Lsy. Leucitsyenit.
Lte. Leucittephrit u. Leucitbasanit.
Ltin. Leucittinguait.
Ltp. Leucitophyr.
Mal. Malchit.
Mbas. Melilithbasalt.
Mdia. Metamorpher Diabas und Melaphyr.
Mel. Melaphyr.
Min. Minette.
Mon. Monchiquit.
Napl. Nephelinaplit.
Nbas. Nephelinbasalt.
Ne. Nephelinit.
Np. Nephelinporphyr.
Nte. Nephelintephrit und Nephelinbasanit.
Obs. Obsidian.
Odia. Olivindiabas.
Oph. Ophit.
Orth. Orthophyr.
Pai. Paisanit.
Pegm. Pegmatit.
Per. Peridotit.
Phon. Phonolith.
Pi. Pikrit und Pikritporphyrit.
Prob. Proterobas.
Prop. Propylit.
Pt. Porphyrit.
Pyr. Pyroxenit.
Qbas. Quarzbasalt.
Qdia. Quarzdiabas.
Qker. Quarzkeratophyr.
Qp. Quarzporphyr.
Qpt. Quarzporphyrit.
Qtin. Quarztinguait.
Rhp. Rhombenporphyr.
Sdia. Salitdiabas, Hunnediabas.
Shon. Shonkinit.
Söl. Sölvsbergit.
Spes. Spessartit.
Spil. Spilit.
Sy. Syenit.
Syp. Syenitporphyr.
Te. Tephrit und Basanit.
Tesch. Teschenit.
Ther. Theralith.
Tin. Tinguáit.
Tra. Trachyt.
Var. Variolit.
Vit. Vitrophyr.
Vo. Vogesit.

Aas Alnö. Elp. 431.
Aasby. Schwed. Odia. 1160.
Abas Tuman. Cauc. And. 901. — Prob. 1141.
Aberdeen. Schottl. Gr. 50.
Aberstückl. Sarnthal. Diopt. 448.
Abessynien. Dia. 1137.
Abingdon. Galopagos. Bi. 627.
Absaroka Range. Wyo. Abs. 1210.
Abtsröder Kuppe. Rhön. Bas. 1008. — Nte. 1219.
Abul. Cauc. And. 906.
Achalkalaki. Cauc. Obs. 625. — And. 901. — Bas. 1009.
Achavarasdale Moor. Schottl. Per. 352.
Aci Castello. Palag. 1038.
Aci Reale. Palag. 1038.
Acquapendente. Ital. Lphon. 826.

Adamello. Dio. 227. 235. 259. 264. — Diopt. 438. 448.
Adda-Thal. Diopt. 449.
Addele Gubo. Abessyn. Bas. 1026.
Aden. Lip. 606. — Obs. 623. — Bi. 627. Tra. 741. 745. 756. 758. — Phon. 813. 818. — Bas. 984. 991.
Adirondacks. N. Y. Gab. 284. 307. 308. 332. 336.
Adorf. Voigtland. Dia.-Cont. 1178.
Aegina. Dac. 842. — And. 891. 900.
Aegypten. Gab. 308.
Aepfelskopf. Odenwald. Qp. 683.
Aetna. Bas. 1011.
Ahnethal. Bas. 1017.
Ahrenthal. Tirol. Diopt. 438.
Aiguille du Tacul. Apl. 460.
Ailsa Craig. Pai. 466.
Aïn Tolba. Algier. Lte. 1215. — Lbas. 1238.
Akuliarusek. Grönland. Elp. 432.
Alagös. Cauc. Gr. 58.
Åland. Gr. 53. — Dia. 1109.
Albaner Gebirge b. Rom. Le. 1232.
Albany. N. H. Gr. 53. — Sye. 122. — Syp. 428.
Albaum. Westf. Qker. 709.
Albersweiler. Rheinpfalz. Spes. 534. — Mel. 1056.
Albettone. Euganäen. Bas. 986.
Alborán. Span. And. 899.
Alburs. Persien. Pt. 943. 962.
Alcalá de los Gazules b. Cadiz. Oph. 1154.
Alcaria. Portug. Elsy. 177.
Alemtejo. Portug. Dio. 224. 231. 242. — Gab. 303. 311.
Aleuten. And. 904.
Alftavik. Island. Lip. 602.
Algar b. Cadiz. Oph. 1154.
Algarve. Portug. Oph. 1155.
Algersdorf. Böhmen. Tra. 763.
Algier. Dia.-Cont. 1182.
Aliabad. Persien. Sy. 112.
Alifragas. Cabo de Gata. Lip. 588.
Allalin. Schweiz. Gab. 314. 327. — Per. 1302.
Allerheiligen. Schwarzwald. Gp. 408.
Allgäu. Dia. 1120.
Allierthal. Frankr. Gr. 82.
Allrode. Harz. Dia.-Cont. 1174.
Alluaiv. Kola. Elsy. 159.
Allzunah. Thür. Pt. 929. 941.
Alnö. Elsy. 147. 153. 155. 162. 164. 166. 168. 169. 171. 191. 192. 202. — Np. 431. — Tin. 479. 482. — Aln. 547. 548.
Alp Starlera. Schweiz. Mdia. 1169.
Alqueidam b. Sobral. Portug. Tesch. 379.
Alsarp. Schwed. Dia.-Cont. 1184.
Alsbach. Odenw. Mal. 491.
Alsberg. Rhön. Tra. 771.
Alsenberg. Fichtelgeb. Qker. 707. 711.
Alsfassen. Rheinpr. Mel. 1074.
Alsfeld. Hess. Bas. 1013.
Alsheda. Schwed. Gab. 284. 294.
Alston. Cumberland. Diap. 1060.
Altaï. Qpt. 679.
Alteberg b. Reinhards. Rhön. Bas. 1026.
Alt-Eibau. Lausitz. Nbas. 1261.
Alte Maass b. Herges. Gp. 403.
Altenberg. Sachs. Gr. 38. 40. 56. 83. — Bas. 1011.
Altenbüren. Westf. Dia. 1134.
Altenhain. Sachs. Qp. 651. 655. 672.
Altensalz. Voigtland. Pi. 1194.
Altfassthal. Diopt. 448.
Altfriedersdorf. Schles. Kers. 525.
Altschönau. Schles. Dia. 1108.
Altsohl. Ung. And. 889. 890.
Alunsjö. Christiania. Qtin. 473.
Alvito. Portug. Diopt. 444. — Pt. 938.
Amarinerthal. Vog. Gr. 65.
Ambodimadiro. Madagascar. Cpt. 546. 1017.
Ambon. Dac. 841. 842.
Amelieth. Bas. 1017.
Amelose. Hess. Dia. 1112. — Pi. 1191. 1193.
American City. Washoe. Dac. 841.
Ammeberg. Schwed. Qdia. 1144.
Ammelshain. Sachs. Qp. 653.
Amsterdam. Bas. 984. — Palag. 1039.
Andabre. Frankr. Gp. 419.
Anderstorp. Schonen. Nbas. 1268.
Andlau. Vog. Gr.-Cont. 96. — Min. 509. 513. 518. 520.
Angamarca. And. 900.
Angel Island. Cal. Pyr. 370.
Angers. Frankr. Gr.-Cont. 94. 101.
Anglesey. Perid. 350. — Odia. 1160.
Angrognathal. Alpen. Gr. 77.
Angwundastschorr. Kola. Elsy. 174.
Annaberg. Sachs. Kers. 523. — Qp. 651.
Annaklef. Schonen. Nte. 1225.
Annerode. Vogelsberg. Bas. 1011.
Antfeldt. Westf. Dia. 1134.
Antholzer Scharte. Tirol. Kers. 508. 509.
Antilope Creek. Mont. Ban. 1218.
Antisana. And. 900.
Antotto. Abyssinien. Bo. 472.
Apache Mts. Texas. Bo. 471. — Sil. 477. — Tin. 483. — Phon. 823.
Apati. Ung. Lip. 589. 597.
Apatkut. Ung. And. 890.
Appelbo. Schwed. Diopt. 444.
Aranyer Berg. Ung. And. 875. 878. 899.
Ararat. Obs. 623.
Araules. Velay. Tra. 768.
Ardennen. Dia. 1137.
Ardnamurchan. Gab. 318. — Bas. 1006.

Ardtun. Mull. Bas. 1030.
Ardubat. Cauc. Gr. 58.
Areia Preta. Brasil. Sy. 127.
Aremberg. Eifel. Nte. 1222.
Arequipa. Peru. Dio. 240. — Andtuff 917.
Argentinien. Gab. 293. 326.
Arguénos. Frankr. Per. 362.
Arizona. Bas. 1024.
Arkansas. Sy. 110. 112. 116. — Elsy. 154. 155. 165. 168. 169. 182. 192. 205. — Ess. 245. 250. — Elp. 433. — Lp. 435. — Aln. 550.
Armenien. And. 884. 904.
Arne b. Bergen. Gab. 308.
Arnprior. Canada. Skapolith-Amphibolit 332.
Arnsberg. Wetterau. Bas. 1009.
Arö. Norw. Elsy. 170.
Arona. Italien. Qp. 647. 673.
Arran. Vit. 693. 699. 701. — Edia. 1149. — Odia 1160.
Arso. Ischia. Tr. 747. 754. 773. 775.
Artichuela. Cabo de Gata. Dac. 846.
Aruba. Westindien. Dio. 238. — Dia. 1137.
Aruscha. Massailand. Nte. 1227.
Arvieu. Frankr. Gab. 304.
Asama-yama. Japan. And. 878.
Asbach. Qp. 673.
Åsbjörnsröd. Norw. Tin. 481.
Åsbyholm. Schwed. Gab. 309.
Ascension. Liptuff. 628. — Tra. 766. — And. 866. — Bas. 996.
Aschaffenburg. Gr. 35. — Dio. 227. — Pegm. 493. — Kers. 516.
Aschenbach. Pi. 1194.
Ashval. Rum. Apl. 464.
Askersund. Schwed. Gr. 53.
Askim. Norw. Gab. 319.
Aspe. Frankr. Qp. 722.
Assuan. Aegypten. Kers. 511.
Assuk. Grönland. Bas. 879. 998. 999. 1021.
Assynt. Schottl. Lsy. 193. — Dio. 232.
Astrida. Senjenö. Norw. Per. 353.
Astroni. Italien. Tra. 750. 766.
Asturien. Gr.-Cont. 94. — Diopt. 452.
Asweiler. Birkenfeld. Odia. 1163.
Atacatzo. Anden. Dac. 844. — And. 892.
Atanques. Columbia. Dio. 243.
Auburn. Me. Cpt. 541.
Auckland. Bas. 986.
Audeborn. Rheinprov. Orth. 782.
Auer a. d. Etsch. Vit. 692. 698. 699.
Auerbach. Odenw. Min. 507. 519. — Nbas. 1262.
Auerröd. Norw. Gr. 56.
Auersberg. Harz. Qp. 649. 651. 654. 655. 673.
Auersberg b. Schneeberg. Gr.-Cont. 105.
Aue-Wallenfels. Nassau. Pi. 1193.
Augustusburg. Sachsen. Qp. 690.
Aulenbach. Rheinprov. Pt. 953. 954.
Aulene. Cors. Dio. 238.
Aurora. N. Y. Mon. 541.
Aussig. Böhmen. Phon. 818. — Bas. 1027. — Ne. 1256.
Australien. Gr. 49. — Dio. 254. 255.
Autun. Frankr. Orth. 783.
Avalanche Lake. N. Y. Gab. 325.
Averner See. Lte. 1211.
Avesnes. Frankr. Gp. 419.
Awarua-Bay. Neuseel. Per. 356.
Axim. Westafrika. Dia. 1137.
Ayrshire. Schottl. Gab. 296. — Per. 358.
Azoren. Tra. 748. 750. 753. 754. 764.
Azuay. Ecuador. Dac. 848.
Azufral de Tuquierres. Dac. 848.
Bachergebirge. Diopt. 443.
Bacurubú. Bras. Mon. 545.
Baden-Baden. Qp. 646. 654.
Bährethal b. Ilfeld. Pt. 941.
Bärenbeck. Westf. Dia. 1134.
Bärendorf. Sachsen. Gr.-Cont. 87.
Bärenkopf. Vog. Pt. 941.
Bärenstein b. Schmiedebach. Kers. 508. 522.
Bärum. Norw. Rhp. 785. 789.
Bagnères de Luchon. Diopt. 449.
Bagnorea. Italien. Lphon. 826.
Bagonya. Ung. And. 898.
Bagtsché-Déré. Kl.-Asien. And. 868. 878.
Baidara. Cauc. And. 901.
Bairnsdale. Australien. Gr. 677.
Bakony. Ung. Bas. 986. 991. 997.
Baldissero. Italien. Per. 361. 365. 368.
Balduinstein. Lahnp. 794. — Spil. 1062.
Balhamie Hill. Schottl. Per. 358.
Balkan. Gr. 79. — Gab. 296. — Diopt. 446. — Orth. 784. — Nbas. 1269. — Li. 1289.
Balkhausen. Hessen-Darmst. Li. 1286.
Ballenbach. Nassau. Pi. 1191.
Ballon de St. Maurice. Vog. Min. 520. — Prob. 1139.
Ballystrasna. Irland. Pt. 956.
Baltersweiler. Rheinpr. Dia. 1135. — Odia. 1163.
Baltimore. Md. Gab. 280. 283. 290. 300. 326. — Per. 360. 367. 369.
Balungstrand. Schwed. Gr. 71.
Ban. Ung. Palag. 1038.
Banat. Dio. 251. — Gab. 296.
Bancroft. Canada. Elsy. 158.
Banda. And. 904.
Bandai San. Japan. And. 906.
Banks Halbinsel. Neuseel. Lip. 606. — Bas. 985. 990. 996.
Banne d'Ordenche. Mt. Dore. And. 910. — Bas. 987. 996.

Banow. Mähren. And. 887.
Baraboo. Wisc. Qker. 712.
Barkevik. Norw. Sy. 114.
Barnavave. Irland. Gab. 334. — Apl. 461.
Barnekjern b. Christiania. Sy. 126. — Diap. 1058.
Barnumore Gap. Irland. Vit. 703.
Barr. Vog. Gr. 46. 93. — Dio. 231. 251. — Kers. 515.
Barraque b. Brioude. Hte.-Loire. Au. 1291.
Barroco. Port. Elsy. 153. 158. 178.
Barrueco. Cadiz. Oph. 1154.
Bartelsmühle. Fichtelgeb. Pi. 1191.
Bassenthwaite. Engl. Per. 350.
Bass Rock b. Edinburgh. Orth. 783.
Baste b. Harzburg. Gab. 294. — Per. 357.
Bastennes. Frankr. Oph. 1152.
Bataillouze. Cantal. And. 910.
Bath. Ung. And. 898.
Battaglia. Euganäen. Lip. 604. 605. — Tra. 763.
Baumgarten. Schlesien. Mdia. 1168.
Baumholder. Rheinpr. Pt. 950. 955.
Baunsberg b. Cassel. Bas.-Cont. 1031.
Bausley, Shropsh. Edia. 1149.
Bautzen, Prob. 1141.
Baveno. Italien. Gr. 35.
Bawean. Insel b. Java. Lbas. 1238.
Bear Creek. Cal. Lip. 577.
Bear Paw-Mts. Mont. Cpt. 543. — Tra. 765. — Sy. 1300. — Syp. 1305. — Qtin. 1306. — Ltin. 1306. — Le. 1308. — Lbas. 1308. — Nbas. 1308.
Beaujolais. Dia. 1116. 1137.
Beaverdon Creek. Mont. Ban. 1217.
Bedous. Pyr. Dia.-Cont. 1181.
Beemerville. N. Y. Elsy. 146. 155. 156. 168. 186. 192. 201. 205. — Tin. 485. — Mon. 541.
Bélair b. Pau. Frankr. Oph. 1152.
Belchen. Gr. 65. — Gp. 406. — Syp. 421.
Belfahy. Hte.-Saône. Pt. 959.
Bell. Rheinpr. Ltptuff 831.
Bellalunga. Schweiz. Qp. 722.
Belledonne b. Grenoble. Gab. 288.
Belt Mts. Mont. Dac. 844.
Benamahoma. Cadiz. Oph. 1154.
Bendigo. Victoria. Li. 1290.
Bennan Head. Arran. Qdia. 1144.
Benolpe. Westf. Qker. 708.
Benschert SO. Reimsbach. Rheinpr. Pt 943.
Bensen. Böhmen. Phon. 805.
Berbisdorf. Sachsen. Gr.-Cont. 87.
Berge. Schwed. Aln. 548.
Bergfjordsvand. Norw. Gab. 285. 320.
Berglihorn. Schweiz. Pt. 957.
Bergweiler Mühle. Rheinpr. Mel. 1073. 1074. — Odia. 1163.
Beringstrasse. And. 905.
Berjósowsk. Apl. 462.
Berkovia-Balkan. Pt. 940.
Berkshire Cañon. U. S. A. Dac. 841.
Berkum. Rheinpr. Tra. 757. 770.
Berneck. Spil. 1062. — Var. 1123. 1125. 1126. 1128. 1129.
Berschweiler. Birkenfeld. Pt. 955.
Berzawa. Dio.-Cont. 262.
Beucha. Sachsen. Gp. 397. 401. 413.
Beverley. Mass. Sy. 122.
Bezarona. Madagascar. Elsy. 179.
Bézius. Pyren. Oph. 1152.
Biarritz. Pyren. Oph. 1152.
Biarville. Vog. Dia. 1137.
Bieberstein. Rhön. Bas. 1018.
Biedenkopf b. Oberdieten. Nassau. Pi. 1193.
Biella. Piemont. Sy. 110. 121. 136.
Bielstein. Harz. Ker. 790. 791.
Bielstein. Westf. Qker.-Tuff. 730.
Bienenmühle b. Nassau. Sachsen. Sy. 418.
Bierghes. Ardennen. Qp. 720.
Big Belt Mts. Mont. Qdia. 1145.
Big Quinnessec Falls. Wisc. Dia. 1113.
Bilin. Bö. Phon. 815.
Bilinka. Bö. Bas.-Cont. 1033.
Billingen. Schwed. Odia. 1160.
Billingfors. Schwed. Qdia. 1144.
Bilstein b. Lenders. Rhön. Bas. 1026.
Birkedalen. Norw. Sy. 139.
Birkenauer Thal. Odenw. Dio. 237.
Birkenfeldt. Taunus. Mdia. 1168.
Bischoffingen. Kaiserstuhl. And 887.
Bischoffsky Hegy. Ung. Lip. 598. — Bi. 620.
Bischofsheim. Rhön. Phon. 804. 810. 813. 819. — Bas. 1011.
Bischofsrod. Qp. 655.
Bissersk. Ural. Pi. 1195.
Bissone. Lugano. Pt. 946.
Bittadoon. England. Qp. 673.
Bjarnadalr. Island. Bastuff. 1038.
Bjeloi Klintsch. Cauc. Bas. 1009.
Björkmossa. Schwed. Gab. 281. 283. 309.
Blackburn b. Linlithgow. Schottl. Pi. 1195.
Black Hills. Dakota. Phon. 811. 818.
Black Hills. Leadville-District. Lip. 587.
Blankenburg. Harz. Ker. 791. 792. 793.
Blankenstein. Fichtelgeb. Dia. 1137.
Blansko. Mähren. Sy. 113.
Blaubronn. Schwarzw. Gp. 408.
Bleiberg. Siebengeb. And. 875.
Blekinge. Schwed. Odia. 1307.
Blessington Mine. Canada. Sy. 117.
Blot. Frankr. Orth. 782.
Bobenhausen. Vogelsb. Bas. 1028. 1030.
Bobritzsch. Sachsen. Qp. 646. 655.
Bockendorf. Sachsen. Spil. 1064.
Bockenheim b. Frankfurt. Bas. 1009.

Bodenfelde. Bas. 1017.
Bodenmais. Bay. Gr. 50.
Bodethal. Harz. Gp. 404. 405. 407. 413. — Kers. 524.
Bödö. Norw. Gr. 57.
Böhmisch-Wiesenthal. Erzgeb. Ne. 1257.
Böhrigen. Sachsen. Gab. 295.
Bölle b. Owen. Schwäb. Alb. Mbas. 1274.
Böllstein. Odenw. Gr. 77.
Börnerhof. Rheinpr. Pt. 946. 953.
Bogdan. Ung. Dac. 840. — And. 886.
Bogosloff Island. Alaska. And. 862. 892.
Boguschowitz. Tesch. 1156. 1157.
Bollärene b. Tönsberg. Norw. Sy. 130.
Bollberg b. Niemes. Bö. Bas.-Cont. 1037.
Bolsener See. Tra. 755. — Lphon. 825. — Lte. 1204. 1206.
Bolvershahn. Siebengeb. And. 887.
Bommelö. Norw. Qker. 711.
Bongard. Eifel. Nte. 1222.
Bonin-Inseln. And. 903.
Borgå. Finland. Gr. 40. 68.
Borgosesia. Italien. Qp. 673.
Borjom. Cauc. Dio. 242. — And. 901. — Bas. 1027.
Borkov. Bö. Mel. 1069.
Borneo. Dio. 243.
Bornholm. Dia. 1096. 1118. — Dia.-Cont. 1185.
Borolan-See. Schottl. Elsy. 193.
Boschkowitz. Bö. Nte. 1223.
Bosen. Birkenfeld. Pt. 955.
Bosenberg b. St. Wendel. Rheinpr. Pt. 959.
Bosjökloster. Schonen. Nte. 1225. — Nbas. 1268.
Bosnien. Gab. 296. 303. — Per. 355. — Diap. 1060. — Dia. 1136.
Boston. Ess. 124. — Elsy. 151. 152. — Tin. 483. — Dia. 1110.
Bottenhorn. Hessen. Dia. 1112. — Pi. 1193.
Bottro dei marmi. Italien. Gr.-Cont. 96.
Bottro di S. Maria. Italien. Lip. 579.
Botzen. Tirol. Qp. 651. 673.
Boughton Gill. Lake-Distr. Diap. 1060.
Boulour. Basses-Pyrén. Per. 360.
Bou Serdoun. Algier. And. 891.
Bouziges. Frankr. Orth. 782.
Bozeman Creek. Montana. Ban. 1217.
Bracciano. Italien. Tra. 741. 771. 775. — Lphon. 825. — And. 890.
Brachtshausen. Westf. Qker. 708.
Brackeberg. Hessen. Bas. 994.
Bränäsudden. Alnö. Aln. 547.
Bräunsdorf. Sachsen. Qp. 683. — Vit. 696.
Bramberg. Fichtelgeb. Dia.-Cont. 1130.
Brandbokampen. Norw. Ess. 250. — Cpt. 544.
Brandeck. Schwarzw. Qp. 706.
Brandleite. Thür. Qp. 683. 690.
Brandon. Frankr. Pt. 928.
Brathagen. Norw. Elsy. 198.
Bratholmen. Norw. Elsy. 170.
Brauná. Bö. Mel. 1074.
Braunshausen. Rheinpr. Mel. 1073.
Brazil Wood. Engl. Diap. 1059. — Dia. 1137.
Bredbad. Schwed. Qp. 655. 671.
Bredsjö. Norw. Qtin. 473.
Brefven. Schwed. Gp. 1304.
Breiddal. Island. Lip. 591.
Breidden Hills. Engl. Pt. 949. — Edia. 1149.
Breitenbach b. Hohwald. Gr.-Cont. 105.
Breitenborn. Rhön. Bas. 1016.
Breitenbrunn. Karpathen. Mel. 1071.
Breitfirst. Bas. 1002.
Brennäset. Alnö. Elsy. 172.
Brensbach. Odenw. Min. 520. — Odia 534.
Brest. Kers. 521.
Breuschthal. Vog. Min. 520. — Qp. 689.
Briançon. Dauphiné. Var. 1122.
Brickdir Wales. Qp. 683.
Brilon. Westf. Dia. 1134.
Brixen. Diopt. 438.
Brocken. Harz. Gr. 64. 677. — Qp. 643.
Brodlar. Bö. Lte. 1215.
Brössnitz. Sachsen. Gr. 65.
Brohlthal. Rheinprov. Tratuff. 776. 830.
Brokasch. Bö. Tra. 749. 763. 771.
Bromo. Java. Vitr. 618.
Brosso. Piemont. Dio. 236.
Brotterode. Thür. Dio. 403. — Gp. 403. 415. — Syp. 424. — Kers. 529.
Bruchhäuser Steine b. Brilon. Westf. Qp. 719. 721. 723. — Pi. 1191.
Brüx. Bö. Phon. 802. 805. 815. 816. 820.
Brunneck. Tirol. Diopt. 448.
Brusnik. Dalmatien. Dio. 532.
Bubenbadstein. Rhön. Phon. 820.
Buchan River. Victoria. Pt. 962.
Buchau. Bö. Au. 1291.
Buchenau a. d. Lahn. Dia. 1100. 1134.
Buchheim. Sachsen. Vit. 694.
Buchholz. Sachsen. Kers. 523. — Qp. 651.
Buchwald. Schles. Kers. 525.
Buddon Wood. Engl. Diap. 1059.
Büdinger Wald. Bas. 1015.
Bühne. Westf. Nbas. 1248.
Bufaure. Tirol. Mel. 1070.
Buffalo Peaks. Col. And. 902.
Buhammer. Norw. Bo. 471.
Buhler Berg b. Birkenfeld a. d. Nahe. Pt. 559.
Bukowina. And. 890.
Bundefjord. Norw. Rhp. 785.
Burg. Nassau. Prob. 1142. — Pi. 1194.
Burgberg b. Grebenstein. Hessen. Nbas. 1248.
Burgberg b. Melk. Bö. Lte. 1215.

Burg Reichenstein. Gp. 411.
Burgsponheimer Mühle. Rheinpr. Pt. 950.
Burgstädtel. Sachsen. Sy. 120.
Burgstall b. Pfaffenbeerfurth. Odenw. Gab. 314.
Burgstall b. Wechselburg. Sachsen. Vit. 694.
Burhagen. Westf. Qker.-Tuff. 730.
Burkardswalde. Sachsen. Gr.-Cont. 95.
Burlington. Lake Champlain. Syp. 428. — Cpt. 542.
Buschhorn b. Neuenhain. Hessen. Bas. 991.
Buseck. Schwarzw. Dio. 242.
Buttermühle. Fichtelgeb. Prob. 1139.
Buttingdon. Shropsh. Edia. 1149.
Bygdin-See. Valders. Gab. 326.
Bygdö. Norw. Syp. 427.
Byrock b. Bourke. New South Wales. Lbas. 1238.
Cabo de Gata. Spanien. Lip. 575. 577. 588. 593. — Perl. 621. — Tra. 769. — Dac. 841. 845. 846. — And. 861. 862. 866. 869. 871. 872. 873. 875. 877. 886. 890. 893. 899. — Prop. 916.
Cabo Frio. Brasilien. Sy. 114. 119. — Elsy. 124. 155. 179. 180. 191. 198. — Ess. 246. — Napl. 465. — Tin. 480. — Mon. 537. 540.
Cadgwith. Cronwall. Per. 358.
Caemawr. Anglesey. Per. 350.
Caernarvonshire. Per. 350. — Qp. 686. — Qptuff 733.
Cainsdorf b. Zwickau. Pt. 965.
Calabozo-Schlucht. Venezuela. Gr. 52.
Calagrande. Italien. Per. 358.
Calamajuet. Baja Cal. Bas. 993.
Californien. Gr. 41.
Callwiesweiher. Idarthal. Mel. 1074.
Calvarienberg b. Fulda. Bas. 1011. 1031.
Calvarienberg b. Poppenhausen. Rhön. Nte. 1219.
Camaldoli. Italien. Tra. 756. 766.
Camel Mtn. Col. Bas. 1024.
Camiguin. Philippinen. And. 766.
Campanien. Tra.-Tuff 776.
Campiglia maritima. Gp. 412. — Lip. 579. 588. — Qp. 653. 654. — Mel. 1076.
Campione. Lugano. Pt. 946.
Campo Maior. Port. Dio. 233. — Syp. 424.
Campton Falls. N. H. Cpt. 536. — Odia 1163.
Canada. Gab. 297. 303. 309.
Canandaigua Lake. Cpt. 1306.
Cantal. Frankr. Vit. 616. — Phon. 820. — And. 885. 886. 910.
Cap de la Chèvre b. Brest. Dia.-Cont. 1178.
Cap der Guten Hoffnung. Gr.-Cont. 94.
Cape Cornwall. Prob. 1142.
Cap Horn. And. 879.
Cap Lizard. Gab. 296. — Per. 358.
Capo di Bove b. Rom. Le. 1232.
Cap Sines. Ker. 525.
Capverden. Sy. 128. — Elsy. 178. — Phon. 818. 820. — Bas. 993. 1011. — Ne. 1249. — Nbas. 1269. — Li. 1284. 1289.
Carihuairazo. And. 900.
Carizalejo. Cabo de Gata. Lip. 576. — Dac. 841.
Carlberg b. Stockholm. Dia. 1121.
Carlingford. Irland. Gab. 303. 334. — Gp. 414. — Bas. 1008.
Carlton Hills. Schottland. Orth. 783. 794. — Phon. 800. 819. — Mel. 1069.
Carmelo Bai. Californien. Gr. 36. — And. 906.
Carn Gelli. Wales. Qker. 712.
Carona. Lugano. Pt. 946.
Carrick Mtn. Irland. Dio. 233.
Carrigmore. Irland. Dio. 245.
Carrock Fell. Engl. Gab. 285. 295. 298. 309. 333. — Gp. 399. 413. — Dia. 1121.
Carthagena. Dac. 842. — And. 899. 900. — Nte. 1226.
Casaboni. Italien. Lip. 589.
Casa Creme b. Recoaro. Südalpen. Dia. 1121.
Casaes. Port. Elsy. 158. 161. 177.
Casaes do Callado. Port. Tesch. 379.
Casal Collina. Italien. Lphon. 826.
Casal Sconfitta. Italien. Lphon. 826.
Cascade de Vals. Velay. Bas. 1027.
Cassel. Bas. 986.
Casseler Lei. Siebengebirge. Bas. 1010.
Castagneto. Italien. Lip. 579. 588.
Castel b. Prims. Pt. 950.
Castel d'Ischia. Tra. 750. 754. 767.
Castellamonte. Piemont. Per. 369.
Castellina maritima b. Pisa. Per. 371.
Castello Branco. Fayal. Tra. 770.
Castellrutt. Tirol. Vit. 692. 698. 699.
Castelvecchio. Vicent. Bas. 991.
Catamarca. Argentinien. Lip. 573. 576. 577. 606. — Qp. 645. — And. 883.
Catanzaro. Italien. Gr.-Cont. 96. — Diopt. 445.
Caucasus. Dio. 242. — Obs. 623. 626. — And. 891. 901. 905. 906. 912. — Bas. 1009. 1011.
Cauderets. Pyren. Oph. 1152.
Causson. Frankr. Per. 362.
Cayambé. And. 892.
Cazerras. Aragon. Oph. 1152.
Ceati Creek. Australien. Gr. 50.
Cecil Co. Md. Gr. 46.
Celebes. And. 876. 901. — Le. 1233. — Lbas. 1238.

Celinac. Bosnien. Dio. 239.
Centerville. N. Y. Gab. 305.
Cerro Alto. Cabo de Gata. Lip. 588.
Cerro da Posada. Port. Elsy. 177.
Cerro de Cunchique. And. 900.
Cerro de las Navajas. Mexico. Lip. 577. 601. — Obs. 625.
Cerro de las Yeguas. Cabo de Gata. Dac. 846.
Cerro del Noble. Cabo de Gata. Dac. 841.
Cerro de S. Pedro. Portugal. Elsy. 158. 198.
Cerro de Zapaton. Cabo de Gata. Perl. 621.
Cerro Monje. Cabo de Gata. Lip. 588.
Cerro Negro de Mayasquer. Dac. 846. — And. 892.
Cerro Rellano. Cabo de Gata. Dac. 841.
Cerros Blancos. S. Juan. Argentinien. Diopt. 452.
Cerros Pelados. Cabo de Gata. Lip. 577. 588.
Cerro Tacumbú. Paraguay. Li. 1290.
Cervetri. Italien. Lip. 577. 590. — Tra. 771.
Cezimbra. Port. Tesch. 379.
Chachani. Anden. And. 880. 900.
Chalcidice. Gab. 296.
Chalk Mtn. Col. Lip. 572. 573. 575. 580. 587.
Challes. Ardennen. Dia. 1133.
Challis. Idaho. Liptuff 628.
Champ du Feu. Vog. Min. 508.
Changé. Frankr. Qp. 723.
Chapas de Marbella. Spanien. Gr. 47.
Charnwood Forest. England. Gr. 58. — Diap. 1059. — Dia. 1137.
Chassagne. Cantal. And. 885.
Chastel. Cantal. And. 885. 886.
Château d'Oex. Schweiz. Spil. 1063.
Château-Lambert. Vog. Dia. 1137.
Châteauneuf. Frankreich. Orth. 782.
Château noir. Frankr. Orth. 783.
Chatham. Quebec. Qp. 653. 683.
Chaudegroles. Velay. Tra. 771.
Chaudray. Vog. Per. 367.
Chaux Montgros. Frankr. Tra. 768. — Phon. 816.
Cheesewring. Cornwall. Gr. 46.
Chemnitz. Vit. 693.
Chenalets. Velay. Tra. 768.
Cheviot Hills. Gr. 43. 55. — Pt. 916. 948.
Cheylades. Cantal. And. 885.
Chiclana. Cadiz. Oph. 1154.
Chico. Mexico. Obs. 622.
Chiles. Anden. Dac. 844. 846. — And. 892.
Chimborazo. And. 900.
China. Gp. 406. — Spes. 533. — Pt. 927. — Dia. 1109.
Chiriqui. And. 885. 904.
Chisonethal. Piemont. Gr. 77.
Christiania. Gr. 64. — Gr.-Cont. 92. 94. 97. — Syp. 426. — Bo. 469. — Dia-Cont. 1184.
Cierp. Frankr. Dia.-Cont. 1182.
Cierva. Diopt. 453.
Cima Lagolunga. Diopt. 439.
Cingolina. Euganäen. Sy. 118. 125. — Gab. 303.
Cir Mhor. Arran. Vit. 701.
Cirque de Boutières. Velay. Tra. 744.
Cisterna. Vesuv. Lte. 1210.
Ciudad Real. Span. Nbas. 1269.
Clark's Peak. Col. Gr. 75.
Clear Lake. Nev. Obs. 624.
Clermain (Saône-et-Loire). Lte. 1216.
Cleury. Vog. Min. 513.
Cliergues. Mt. Dore. Tra. 746.
Cloof b. Capetown. Mel. 1074.
Coal Creek. Nev. And. 877.
Coast Range. Gr. 46. — Tra. 756.
Cobourg. Canada. Elsy. 188.
Cobungra River. Australien. Bas. 1011.
Col de Bussang. Vog. Min. 519. 527.
Col de Cadines. Gr. 46.
Col de Chenaillet. Dauph. Var. 1122.
Col de Gimont. Dauph. Var. 1122.
Col de la Croix de Fer. Orth. 783.
Col de Menthe. Pyren. Oph. 1152.
Colditz. Sachsen. Vit. 694. — Qptuff. 728.
Cold Spring. Forman Mts. Liptuff. 628.
Colesberg. Südafrika. Qdia. 1145.
Colle dei Cipressi b. Rom. Le. 1232.
Colle del' Eremita b. Rom. Le. 1232.
Colle di Mezondes. Piemont. Dio. 218.
Collio. Val Trompia. Diopt. 443.
Collo. Alpen. Per. 359. 363.
Colmnitz. Qp. 671.
Colombaja. Elba. Gr.-Cont. 96.
Coloradillos. Cabo de Gata. Dac. 846.
Columbia. Dac. 838. — And. 865. 872. 873. 875. 876.
Columbia. N. H. Gr. 55. — Sy. 122. 125.
Combarieu. Mt. Dore. Phon. 803. 820.
Combenègre. Cantal. And. 885.
Concord. N. H. Gr. 49.
Connecticut. Dia. 1101. 1116. 1117. 1120. 1148. — Odia. 1163.
Conny Island b. Salem. Mass. Bop. 426.
Conradsreuth. Fichtelgebirge. Per. 364.
Conway. Wales. Qp. 723. 724. — Edia. 1148.
Corazon. And. 900.
Cordoba. Argentinien. Qp. 647.
Coripe. Cadiz. Oph. 1154.
Cornimont. Vog. 52.
Cornone. Dia.-Cont. 260.
Cornwall. Gr. 34. 41. 46. 52. — Gr.-Cont.

99. 103. — Gab. 330. — Gp. 401. 415. — Dia. 1137. — Mdia. 1166.
Corriegill. Arran. Qp. 683. 700.
Corsica. Gr. 59. — Gab. 327. — Per. 354. 358. — Qp. 684.
Corstorphine Hill b. Edinburgh. Odia. 1159. — Pi. 1159.
Cortlandt Co. N. Y. Dio. 222. 233. 268. — Gab. 279. 283. 284. 293. 305. 309. 320. 335. — Per. 351. 367. 369.
Coseguina. And. 889.
Cossato. Piemont. Diopt. 445.
Cossmannsdorf. Sachs. Vo. 531.
Costarica. Ther. 1302.
Cotocaxi. Dac. 844. 892. — And. 900.
Cottische Alpen. Gr. 77.
Cottonwood Creek. Montana. Ban. 1218.
Cottonwood Gulch. Cal. Per. 357.
Coverack Cove. Cornwall. Gab. 324.
Craftsbury. Vt. Gr. 73.
Crassá b. Svetla. Bö. Mbas. 1275.
Crazy Mts. Montana. Elsy. 151. 163. 187. 191. — Ther. 374. — Söl. 476.
Crescent Peak. Col. Bas. 1024.
Cressy-sur-Somme. Pt. 961.
Cresta da Pell. Tir. Mel. 1070.
Cripple Creek Distr. Col. Ess. 1301. — Syp. 1305. — Phon. 1307.
Cristallina-Thal. Schweiz. Gr. 46.
Crittenden Co. Kentucky. Per. 346.
Crock. Thüring. Orth. 781. 794.
Croix de Cassini. Orth. 783.
Croix de St. Tanoque. Frankr. Per. 362.
Croix-Morand. Auvergne. Bas. 1009.
Croizet. Cantal. Tra. 746. — And. 886.
Cro' nest. Hudson Highlands. N. Y. Ess. 541.
Cross Fell. Engl. Pt. 963. — Dia. 1107.
Crozet. Auvergne. Bas. 1010.
Cruger's Station. N. Y. Dio. 234.
Crutweiler. Rheinpr. Dia.-Cont. 1177.
Cserhat. Ung. And. 901. 905.
Csibles. Ung. And. 895.
Csicsö. Ung. Dac. 840.
Csik Magos. Ung. And. 899.
Cudden's Tucks. Schottl. Pt. 948.
Cumbal. Dac. 846.
Cumberland. R. I. Gab. 310. — Dia. 1135.
Cumbre-Pass. Argent. And. 883.
Cunsdorf. Thüring. Pi. 1195.
Cupo dell' Olivello. Vesuv. Lte. 1211.
Cura. Venezuela. Au. 1291.
Custer Co. Col. Sy. 113. — Dio. 243. — And. 895.
Cwm-Mawr. Shropsh. Pi. 1195.
Cwm-y-Glo. Wales. Qp. 723. 724.
Cyaneen b. Constantinopel. And. 904.
Cyclopeninsel b. Catania. Bas. 1008.
Cypern. Per. 354. 369.
Czerwenitza. Ung. And. 898.
Cziklowa. Ung. Dio. 244. 262.
Dachberg b. Rasdorf. Rhön. Bas. 996. 997. — Nte. 1227.
Dalsland. Odia. 1160. 1161.
Dameridagh. Canc. Gr. 55.
Danbyborough. Vt. Cpt. 542.
Dargo. Austral. Cpt. 544.
Darmstadt. Odia. 1163.
Daumberg. Odenwald. Qp. 646.
Dauner Maare. Eifel. Li. 1286.
Dautli. Balkan. Nte. 1226.
Dear Creek Meadows. Cal. Lip. 577.
De Beer Mine. Südafrika. Per. 347.
Deckertown. N. Y. Cpt 545.
Degnershausen. Harz. Dia.-Cont. 1176.
Demavend. Persien. Tra. 752. 756. 764. — Prop. 913.
Demend. Ung. Dac. 845.
Democrat Hill. Custer Co. Col. Lip.-Tuff 629.
Derbyshire. Mel. 1055. 1074. 1076.
Derenburg. Harz. Dia.-Cont. 1176.
Dersdorf. Rheinpr. Mel. 1074.
Dettingen. Schwäb. Alb. Mbas.-Tuff 1277.
Deutsch-Ostafrika. Gr. 39.
Devin b. Wartenberg. Bö. Mbas. 1275.
Dicksonhafen. Mon. 547.
Diedelkopf b. Cusel. Rheinbayern. Pt. 985.
Dietenbühl b. Gruorn. Schwäb. Alb. Mbas. 1274.
Dietesheim. Mainthal. Bas. 1017.
Dietzenbach. Hessen-Darmst. Tra. 763. — Li. 1286.
Diez. Nassau. Spil. 1062.
Dignaes. Norwegen. Ess. 250.
Digoed. Wales. Qp. 723. 724.
Dillenburg. Nassau. Spil. 1062. — Dia. 1111. 1115. 1134. — Prob. 1139. — Odia. 1158.
Dillingsö. Christianiafjord. Gab. 314.
Dilln. Ung. And. 883.
Dipper's Head. Arran. Te. 1155.
Ditrö. Elsy. 150. 156. 162. 163. 166. 168. 176. 191. 201.
Dixville Notch. N. H. Cpt. 539.
Djambong. Sumatra. Obs. 623.
Djampang Kulon. Java. Palag. 1038.
Djebel Dokhan. Aegypten. Pt. 943.
Djupadal. Schonen. Palag. 1039.
Dobern b. Tetschen. Bö. Nte. 1214. 1223.
Doboj. Bosnien. Dia. 1130.
Dobrankathal. b. Tetschen. Bö. Te. 1206. 1224.
Dobrentz. Bö. Lte. 1215.
Dobritz. Sachs. Qp. 645. 690. 696. — Vit. 696.
Dobschau. Ung. Dio. 242. — Per. 354.
Docenova. Ung. And. 889. 890.
Dockweiler. Eifel. Le. 1233.

Dönjo Ngai. Massailand. Ne. 1257. — Mbas. 1276.
Dörrenhof. Rhön. Nte. 1219.
Dövik. Gr. 57.
Dognacska. Banat. Dio. 244. 262.
Dohna. Sachs. Mal. 491. — Kers. 516.
Dolgelly. Wales. Diap. 1061.
Dolleren. Vog. Dia. 1137.
Dolmesberg. Hessen-Darm. Bas. 992. 999. 1027.
Doloy-Nor. Mongolei. Li. 1289.
Domadalshraun. Island. Lip. 607.
Donnersberg. Rheinpf. Qp. 673.
Donoratico. Italien. Lip. 580.
Dorathal. Cott. Alpen. Gr. 77. — Var. 1122.
Dornkopf b. Hasselfelde. Diab.-Cont. 1174.
Drachenfels. Siebengeb. Tra. 756.
Drebach. Erzgeb. Vo. 531.
Dreihausen b. Marburg. Bas. 986. 1038.
Dreisbach. Rheinpr. Pt. 955.
Droschkau. Schles. Vo. 532.
Drumadoon Point. Arran. Qp. 649. 652. 703.
Drusasco. Diopt. 230.
Drusethal. Gab. 286.
Dschelal-Oghlû. Cauc. Bas. 1009.
Dubnik. Serbien. And. 889.
Dubringer Berg. Sachs. Gr.-Cont. 90.
Duchtlingen. Hegau. Phon. 820.
Dürnstein. Per. 358.
Dürre Fichte. Riesengeb. Gp. 400.
Dürrenwaidt. Kers. 522.
Dürrmorsbach. Spessart. Kers. 523.
Duluth. Minn. Gab. 295. — Diap. 1060.
Dumlidagh. Armenien. Tra. 766. — And. 904.
Dun Mtn. Neu Seeland. Per. 363. 368.
Dungannon. Ont. Canada. Elsy. 163. 1301.
Duppauer Gebirge. Bö. Le. 1234. — Au. 1291.
Durance. Dauph. Var. 1122. 1126.
Durbach. Schwarzwald. Sy. 65. 117.
Durham. Engl. Dia. 1101. 1116. 1117. 1147.
Eagle Mts. Texas. Vit. 703.
East Lothian. Schottl. Mel. 1074.
Ebbe-Gebirge. Westf. Qker. 709.
Eberbach. Sachs. Prob. 1139.
Eberheidekopf b. Kl.-Schmalkalden. Pt. 956.
Ebersdorf. Thüring. Dia. 1115.
Eberstadt. Odenwald. Gp. 409. — Syapl. 463.
Ebersteinburg b. Baden. Dia.-Cont. 1182.
Ebsdorfer Grund b. Marburg. Bas. 1012.
Echassières. Gard. Gr. 84.
Eckelhausen. Odia. 1163.
Eckernsee. Norw. Gr. 59.
Eckersweiler. Rheinpr. Pt. 954.
Edelmannskopf. Thüring. Pt. 942.
Edinburgh. Dia. 1135.
Edle Krone. Weisseritzthal. Sachs. Vo. 530.
Edolo. Val Camonica. Dio. 231. 260.
Edremit. Troas. Dio. 260.
Eftelöt. Norw. Qtin. 473.
Egefjord. Norw. Gab. 321.
Egersund. Norw. Gab. 304.
Ehrenberg b. Ilmenau. Gr. 82. — Gr.-Cont. 101. — Qp. 690.
Ehrenbreitstein. Rheinpr. Dia. 1133.
Ehrenfriedersdorf. Erzgeb. Vo. 531.
Ehrsberg. Schwarzwald. Dio. 239. 257. — Gab. 281. 283. 284. 286. 296. 321. 350.
Ehrwald. Tirol. Cpt. 547.
Eibenstock. Gr. 38. 41. 44. 61. — Qp. 654.
Eichamwand. Tirol. Per. 365.
Eichberg b. Rothweil. Kaiserstuhl. Lte. 1214.
Eichgraben b. Zittau. Bas. 1027.
Eichhagen. Westf. Qker. 709.
Eichstetten. Kaiserstuhl. Phon. 829.
Eifel. Lbas. 1234.
Eigg. Prop. 916.
Einsiedel. Odenwald. Gp. 406.
Eisenbach. Odenw. Nte. 1222.
Eisenbach. Schwarzw. Gr. 49.
Eisenbach. Ung. Lip. 592.
Eisenberg b. Suhl. Pt. 942.
Eisenbühl b. Eger. Nbas. 1267.
Eisenbühl b. Naila. Fichtelgeb. Dia. 1137.
Eisenroth. Nassau. Dia. 1134.
Eisenrüttel b. Gächingen. Schwäb. Alb. Mbas. 1262.
Eisensteinberg b. Wiesenthal. Erzgeb. Ne. 1258.
Ekaluit. Grönl. Bas. 1021.
Ekeberg b. Christiania. Rhp. 785.
Ekersund. Norw. Gab. 304. 310. 321. — Diap. 1058.
Eksebo. Schwed. Gab. 309.
Elba. Per. 354. 358. — Gp. 397. 400. 404. 412. — Qp. 412. 673.
Elbingerode. Ker. 792. 793. — Pt. 951. — Diap. 1058.
Elbthal. Gp. 412.
Elburs. And. 905.
Electric Peak. Yellowstone Nat. Park. Dio. 229. — Diopt. 449. 450. 451.
Elfdalen. Schwed. Gr. 52. — Qp. 673. — Pt. 956.
Elferspitz. Tirol. Pt. 962.
Elk Mts. Col. Pt. 938.
Elkhead Creek. Col. Bas. 1024.
Elkhead Mts. Col. Tra. 756. — Nte. 1227.
Ellarebo. Schwed. Gab. 309.
Ellenbogen. Lahnp. 794.

Ellgoth. Oesterr.-Schles. Tesch. 1156. — Pi. 1195.
Elliott Co. Kentucky. Per. 346.
Elmis. Somaliland. Nte. 1227.
El Paso Co. Col. Phon. 812.
Els. Nied.-Oesterr. Kers. 526.
Elsässer Belchen. Syp. 421.
Elvas. Portugal. Syp. 424.
Endalausadalstindr. Island. Lip. 591.
End-der-Welt. Ortler. Diopt. 439.
Endhalde b. Bötzingen. Kaiserstuhl. Phon. 809. 814. 830.
Enerhougen b. Christiania. Orth. 784.
Engeln. Rheinpr. Ltp. 810. 827. — Ltptuff. 830. — Palag. 1041.
Enniscorthy. Irland. Gr.-Cont. 94.
Enzinger Boden. Tirol. Per. 364.
Eperies. Ung. And. 888.
Epprechtstein. Fichtelgeb. Gp. 415.
Erbach. b. Heppenheim. Odenw. Li. 1286.
Erlau. Odenw. Gp. 409.
Erlenthal b. Barr. Vog. Gr.-Cont. 90.
Erlenweg b. Darmstadt. Li. 1286.
Ersby. Pargas. Bas. 986.
Erub. Torres-Strasse. Bas. 1014.
Erzenbach. Schwarzw. Sy. 117.
Erzgebirge. Min. 513. 520. — Kers. 523. — Vo. 530. 531. — Pi. 1194. — Lbas. 1236.
Erzweiler Mühle. Rheinprov. Pt. 950. — Mel. 1074.
Escaleras-Berge. Ecuador. Dac. 839. 844. — And. 900.
Escaminhos. Portugal. Gr. 58.
Eschendorf. Rhön. Phon. 803.
Escourgeat. Frankr. Per. 370.
Espedalen. Norw. Gab. 304.
Espinazito-Pass. Argent. And. 883.
Essex. Mass. Elsy. 185.
Essey-La-Côte. Lothringen. Bas. 1270. — Nbas. 1262. — Nbas.-Cont. 1270.
Essingen. Schwäb. Alb. Mbastuff. 1277.
Etival. Vog. Gp. 405. 408.
Euganäen. Lip. 598. 605. — Vit. 616. — And. 889. — Bas. 1011.
Eulenbis. Mel. 1074.
Eup. Hte.-Garonne. Oph. 1152.
Eureka-District. Nev. Gp. 401. 405. 407. — Lip. 572. 580. 593. — Dac. 844. 879. — Andtuff. 917. — Bas. 1022. 1024.
Eveslaytschorr. Kola. Elsy. 175.
Eycott Hills. Engl. Diap. 1059.
Färöer. Bas. 985. 1010. 1017.
Fagerhult. Schwed. Gab. 309.
Fagersheim b. Tönsberg. Sy. 129. 130.
Fagranes. Island. Lip. 577.
Fair Head. Antrim. Irland. Bas. 1013.
Falcon Clints. Durham Dia.-Cont. 1179.
Falkenstein. Fichtelgeb. Diopt. 443. — Kers. 522.
Falschauer Bach. Tirol. Diopt. 442.
Falun. Schweden. Gp. 417.
Famatina. Argent. Diopt. 445.
Fardala. Schwed. Odia. 1160.
Farisvand b. Laurvik. Elsy. 170.
Fassathal. Mel. 1070.
Faucogney. Vog. Spil. 1062. 1063.
Faurupt. Vog. Per. 358.
Fayal. Tra. 743. 766. 770. 773. — And. 867. 870. 872. 878. 887. 908. — Bas. 989. 1010.
Feilitz. Fichtelgeb. Dia. 1136. 1139.
Feldbacher Wäldchen b. Dillenburg. Dia. 1118.
Felleringen. Vog. Gr. 82. — Gr.-Cont. 99. — Syp. 421.
Felsberg. Eifel. Lte. 1213.
Felsberg. Odenwald. Syapl. 463. — Mal. 491.
Felselen b. Gebweiler. Vog. Qp. 689.
Fenestre. Mont-Dore. Li. 1289.
Fernando Noronha. Elsy. 191. — Tra. 764. 775. — Phon. 811. 820. — Nte. 1226. — Nbas. 1249. — Ne. 1257. — Li. 1290. — Au. 1290.
Fernezely. Ung. And. 875. 898.
Festiniog. Wales. Gr. 65.
Feuersteinbuckel. Odenw. Qptuff. 726.
Feuersteingrund b. Mägdesprung. Harz. Dia.-Cont. 1174.
Fibbia. Schweiz. Gr. 33. 51. 79.
Fichtelgebirge. Gr. 49. 52. 90. — Gab. 527. — Diopt. 443. — Qker. 711. — Min. 520. — Var. 1122. — Diatuff. 1186. — Nbas. 1261. 1268.
Fidji-Inseln. And. 892.
Fielden. Kent. Per. 346.
Figeac. Frankr. Pt. 951.
Figgeskjär. Norw. Sy. 140.
Finkenberg b. Bonn. Bas. 997. 1032.
Finland. Gr. 58. — Dio. 238. — Dia. 1107. — Odia. 1163.
Finsterleite b. Kl.-Schmalkalden. Pt. 956.
Firth of Forth. Schottl. Dia. 1116. 1135.
Flammersbach. Nassau. Pi. 1194.
Flechtingen. Qp. 655. — Qptuff. 726. — Pt. 956.
Flekkefjord. Norw. Gab. 305.
Fletcherfield b. Montreal. Canada. Bo. 468. 470. — Cpt. 542.
Flöha. Erzgeb. Pt. 942.
Floher Gemeinde. Thür. Pt. 941.
Flotdal. Norw. Dio. 253.
Fobello. Lombardei. Per. 369.
Fockenberg. Mel. 1074.
Follmersdorf. Schles. Vo. 523.
Fond Marcel. Cantal. And. 910.
Fonni. Sardinien. Gr. 71.
Fontana di Papa. Rom. Le. 1233.
Fontana Fredda. Euganäen. Tra. 763.

'onte da Bica. Portugal. Tesch. 379.
'ontête Rouge. Per. 363.
'orest of Dean. N. Y. Cpt. 541.
'orfarshire. Schottl. Gr.-Cont. 100.
'orst. Pfalz. Li. 1286.
'orstberg b. Bell. Ltptuff. 831.
'orsthaus Zeughaus. Sächs. Schweiz. Mbas. 1275.
'ort Davis. Texas. Lip. 572. 578. 612.
'ort Montgommery. N. Y. Cpt. 541.
'ort Wrangell. Alaska. Apl. 460.
'orte d'Alqueidão. Port. Tesch. 379.
'orte di Gura. Abyssinien. Mal. 491.
'oss. Norw. Sy. 126.
'ossa Lupara b. Neapel. Tra. 754.
'ourche Mts. Ark. Sy. 119. 127. — Elsy. 150. 156. 182. — Mon. 543.
'oya. Port. Elsy. 177.
Fraile Grande. Cabo de Gata. And. 869.
Frammont. Vog. Min. 509. 518. 520.
Frankenberg. Sachsen. Dia. 1115.
Frankenstein. Odenw. Gab. 292. 309. — Per. 352. 354. — Gabp. 455. — Mal. 488. — Beerb. 491. — Odia. 534. 535.
Frankenwald. Dia. 1104. — Var. 1122.
Frapelle. Vog. Gr. 55.
Frauenberg. Breitfirst. Bas. 986. 996. 997. 1017.
Frederikshaab. Grönl. Aln. 549. — Odia. 1161.
Frederikshavn. Gr. 52. — Pegm. 496.
Freiberg. Sachsen. Min. 520.
Freiberg b. Neutitschein. Pi. 1196.
Freiersbach. Schwarzw. Sy. 117.
Freisen. Rheinprov. Pt. 954. 959.
Fréjus. Var. Qp. 650. — Vit. 683. 684. 703. — Mel. 1069.
Frenchman's Hill. Omeo. Victoria. Dio. 231. 257. — Apl. 463. — Orth. 784.
Freney. Frankr. Orth. 783.
Freylingen. Westerw. Bas. 1026.
Friedensdorf b. Marburg. Dia. 1099. 1118. 1149.
Friedland. Böhmen. Phon. 803. 804. 809. 811. 814.
Friedrichsroda. Thür. Qp. 673. 684. — Pt. 956.
Friedrichswalde. Gr.-Cont. 103.
Frön. Christiania. Bo. 471.
Frohburg. Sachsen. Qp. 648.
Fronscha. Schweiz. Qp. 722.
Froschberg. Siebengeb. And. 864. 865. 878. 879.
Frusca Gora. Serbien. Per. 354. 371.
Fuchsmühle b. Weinheim. Odenw. Min. 508. 515.
Fuchsstein b. Kl.-Schmalkalden. Gp. 407.
Fünfkirchen. Elsy. 162. 166. 191.
Furschweiler. Odia. 1163.
Furtschagel. Zillerthal. Per. 365.
Fussgrund b. Göhren. Kers. 522.
Futuna. Bas. 1028. — Palag. 1039.
Gaaskjärn. Gr. 84.
Gabas. Pyren. Oph. 1152.
Gabel. Thür. Qp. 673. — Orth. 781.
Gärtitz. Sachsen. Sy. 138.
Gailbach Spessart. Kers. 515. 524.
Gaillot. Frankr. Pt 951.
Gaisbühl b. Reutlingen. Nbas. 1262.
Galgenberg b. Niederplanitz. Spil. 1062. — Var. 1123.
Galgenleite. Fichtelgeb. Prob. 1139.
Gallatin Co. Montana. Ban. 1217. — Sy. 1298.
Gallenberg b. Lobenstein. Thür. Spil. 1062.
Gallenberg. Westf. Qker. 709.
Gallopagos. Bi. 627.
Gandstock. Schweiz. Pt. 956.
Garabal. Schottl. Gr. 64. — Dio. 228. — Per. 354. 368. — Pi. 1195.
Garbanzal. Cabo de Gata. Dac. 841.
Gardiner. Me. Elsy. 186.
Garditz. Böhmen. Nte. 1223.
Garraux. Pyren Oph. 1152.
Garsebach. Sachsen. Vit. 695. — Qptuff. 728.
Gatternock. Geltthal, Tirol. Dio. 263.
Gaujacq. Pyren. Oph. 1152.
Gavia-Rücken. Adamello. Diopt. 439.
Gebel-om-el-Tenasseb. Qp. 678. — Prob. 1142.
Gebweiler. Pt. 959.
Gehweiler. Rheinpr. Odia. 1163.
Geising. Sachsen. Gp. 407. 409.
Gelantippy. Victoria. Bas. 1009.
Gellaberg. Schonen. Nbas. 1268.
Gelserbruck. Diopt. 448.
Geltthal. Tirol. Dio. 235. 263. — Tonalitp. 438.
Genna Dido. Sardinien. Gr.-Cont. 97.
Georgenthal. Böhmen. Phon. 818.
Gerardmer. Vog. Gp. 408. — Syp. 421. — Qp. 672.
Gerbier de Jonc. Velay. Tra. 770. — Phon. 810. 820.
Germagnano. Piemont. Per. 360.
Gerona. Spanien. Bas. 1028.
Geschberg b. Wahlen. Orth. 782.
Gesunden. Schwed. Ess. 251.
Gethürms. Vogelsberg. Bas. 1011. 1028. 1030. — Ne. 1229. — Nbas. 1223. — Li. 1284.
Gevelinghausen. Westf. Dia. 1134.
Gföhl. Nied.-Oesterr. Kers. 526.
Ghesba Soddê. Abyss. Bo. 472.
Giant's Causeway. Antrim. Irland. Bas. 1009.
Gienberg. Rheinpr. Pt. 945.

Giershagen. Westf. Dia. 1134.
Giessen. Tratuff. 776.
Gilford. N. H. Gab. 278. 294.
Gillau. Nied.-Oesterr. Kers. 526.
Gippsland. Australien. Qp. 673.
Giromagny. Vog. Orth. 782. — Pt. 959. 961.
Gjerpenthal. Norw. Gr. 56.
Glade Creek. Wyo. Lip. 578. 580.
Glan. Ung. And. 898.
Glasdrummon Point. Irland. Gp. 418.
Glatz. Nied.-Schles. Sy. 121.
Glausnitz. Riesengeb. Dio. 232.
Glavinas. Velay. Tra. 768.
Gleichberg b. Hildburghausen. Bas. 1011.
Gleichenberg. Steierm. Tra. 746. 756. 764. — And. 867. 869. — Nbas. 1268.
Glen Sligachan. Gr. 43.
Glencoe. Schottl. Pt. 943.
Gloucester. Mass. Sy. 127.
Gneixendorf. Nied.-Oesterr. Gab. 325.
Goatfell. Arran. Vit. 701.
Göda. Lausitz. Prob. 1139. 1141.
Gökum. Schwed. Dia. 1137.
Göncz. Ung. Lip. 596. 598. 604. 605.
Gönnersbohl. Hegau. Phon. 803. 811.
Goenoeng Bessi. Sumatra. Gab. 305. — Dia.-Cont. 1184.
Goenoeng Bobaris. Borneo. Gab. 305.
Görlitz. Mbas. 1274.
Götzenstein. Odenwald. Dio. 237.
Golden Gate. Yellowstone Nat. Park. Lip. 593.
Goldkronach. Fichtelgeb. Dia. 1115. 1132. 1137. 1138.
Goldspitz b. Schönau. Schles. Pt. 955.
Goldstein. Sächs. Schweiz. Mbas. 1272. 1275.
Gombacher Mühle b. Bliesen. Rheinpr. Mel. 1074.
Gomera. Phon. 803. 820.
Gomö. Norw. Gab. 302. 310.
Gonnesweiler. Rheinpr. Odia. 1162.
Goodwick. England. Qker. 712.
Goose Bay. Magelhaensstr. Per. 357.
Gornewitz. Sachsen. Gp. 398.
Gorxheim. Odenwald. Dio. 237. 259.
Goslerwand. Tirol. Per. 365. 366.
Gottleuba. Sachsen. Gr. 61. 79.
Gottsbüren. Hessen. Bas. 1017.
Gough's Island. Tra. 755.
Graahörnene. Norw. Gab. 304.
Gradjakan. Java. And. 901.
Gradoli. Italien. Lphon. 826.
Gräfeneck b. Weilburg. Mel. 1071.
Grafenweg b. Christiania. Qtin. 473.
Graissessac. Frankr. Gp. 418.
Gran. Norw. Bo. 471. — Sölvs. 475.
Gran Bassa. Monrovia. Odia. 1163.
Gran Canaria. And. 905. — Nte. 1219. — Ne. 1259.
Grandes Rousses. Orth. 283.
Grangärde. Schweden. Dia. 1121. — Edia. 1149.
Grantola. Lugano. Vit. 698.
Grasdorf. Sachsen. Qp. 653.
Graskopf b. Poppenhausen. Rhön. Nte. 1220.
Great Basin. Dac. 847. 879. — Bas. 991.
Great Haste Rock. Salem. Mass. Elsy. 185.
Green Mts. Vt. Cpt. 542.
Grefsenaas. Norw. Gr. 56. 94.
Greifenstein. Sachsen. Gr. 35. 52. 56.
Greiner. Tirol. Per. 365. 371.
Greiz. Thüringen. Dia. 1186.
Griesbach. Sachsen. Kers. 523.
Griesscharte. Tirol. Gp. 407. 411.
Grillenburg. Sachsen. Qp. 683. 690.
Grimma. Sachsen. Qp. 651. 671. 673. 674.
Griou. Cantal. Phon. 818.
Griounaux. Cantal. Phon. 818.
Groby. Engl. Gr. 53.
Gröba. Sachsen. Sy. 115. 125.
Gröditzberg. Schles. Bas. 995. 1011.
Grönland. Gr. 59. 60. — Elsy. 188. — Dio. 222. 224. — Dia. 1135. — Li. 1289
Grönne Dal. Grönland. Sy. 127.
Grönvik. Schwed. Gab. 309.
Gronig. Rheinpr. Pt. 959.
Grorud b. Christiania. Gr. 56. — Qtin. 473.
Grossbieberau. Odenwald. Dio. 238. — Gp. 409. 410.
Grossbrösern. Lausitz. Prob. 1140.
Grossdehsa. Sachsen. Bas.-Cont. 1035.
Grosse Kuppe b. Eschwege. Bas. 1008.
Grossenbuseck b. Giessen. Bastuff. 1043.
Grossenhain. Sachsen. Sy.-Cont. 137. — Vo. 531.
Grosser Nickus. Rhön. Bas. 1016.
Grosser Ziegenkopf. Rhön. Phon. 820.
Grosseto. Ital. Per. 358.
Gross-Meseritz. Mähren. Gr. 1297.
Gross-Neundorf. Thür. Dia. 1136.
Grossörner b. Hettstädt. Pt. 950.
Grosssachsen. Odenwald. Gp. 411.
Grossschönau. Lausitz. Phon. 818.
Grossschweidnitz. Sachsen. Prob. 1139.
Gross-Umstadt. Odenwald. Qp. 646. 655.
Gross-Venediger. Gr. 46. — Per. 365.
Grotta Ferrata. Albano. Lte. 1212.
Groveton. N. H. Syp. 428. — Qp. 698.
Grügelborn. Rheinpr. Dia. 1135.
Grünberg. Schwarzwald. Qp. 706.
Guagua-Pichincha. And. 892. 900.
Guamani. Perl. 620.
Guanaco. Chile. Vit 617.

uardia Nueva. Anden. Dio. 222. 243.
uatemala. Lip. 590. — Tra. 756. 764. 775. — Dac. 848. — And. 867. 878. — Bas. 989. 999.
ümbelberg b. Neutitschein. Pi. 1195.
uéménć. Frankr. Gr. 42. 65. 97.
uernsey. Gr. 52. — Dio. 238. 242. 251.
uidesweiler. Rheinpr. Qp. 689.
uinigada. Canaria. And. 909.
unildrudkolln. Norw. Gr 59.
untenschlucht. Thuner See. Qp. 652.
unzenau. Vogelsberg. Nte. 1222.
uömala. Schweden. Gr. 56.
uttenstein. Diopt. 448.
uttin. Ung. And. 898.
wynn Falls. Baltimore. Gab. 320. — Per. 368.
yalú. Ung. And. 898.
laakanbols. Schweden. Gr. 53.
labendorf. Bö. Lte. 1214.
laberndorf b. Tetschen. Bas. 992.
lackbrett. Tirol. Per. 366.
laddington. Schottland. Mel. 1075.
läg. Schwarzw. Gab. 296.
länichen. Sachsen. Qp. 690.
lärtlingen. Westerwald. Bas. 1026.
läsengebirge b. Urberach. Hessen-Darmstadt. Nte. 1222.
lästhallarne. Schonen. Nte. 1225.
laggasse b. Oberschaffhausen. Kaiserstuhl. Lbas. 1236. — Nbas. 1262.
lagsta Bjar. Schonen. Nte. 1225.
lagstad. Schonen. Nbas. 1268. — Li. 1289.
la-Ha-Bai. Canada. Gab. 320. 369.
lahnenbach. Rheinpr. Dia. 1139.
lailes Castle. Schottl. Mel. 1074.
lain. Nassau. Pi. 1191. 1193.
lainhübel b. Gross-Schlattengrün. Fichtelgeb. Li. 1288.
lainichen. Sachsen. Dia. 1115. — Dia.-Cont. 1180.
lalle a. S. Qp. 649. 655. 671. 690.
lalleberg. Schweden. Edia. 1147.
lallerstein. Fichtelgeb. Prob. 1138.
lalsbrücke b. Freiberg i. S. Dio. 227.
lamberg b. Neckarelz. Nbas. 1262.
lamburg. N. Y. Cpt. 541.
lamertsburg. Südafrika. Apl. 460.
lammarsfjord. Island. Lip. 573.
lammer-See. Bornholm. Dia. 1112.
lammer-Unterwiesenthal. Erzgeb. Phon. 819. — Phontuff. 831.
lamrefjeld. Norw. Gr. 59.
landschuhshof b. Zähringen. Nbas. 1262.
lannebacher Ley. Ltp. 816. 827. — Ltptuff. 830. — Ne. 1249. 1259.
låranes. Norw. Gab. 284.
larau. Nieder-Oesterreich. Kers. 525.
larbach. Rhön. Bas. 1011. 1018.
lardy's Hill. Omeo. Vict. Diopt. 444.
larford. Md. Gab. 295.
largitta. Ung. And. 878. 889. 891. 894. 895. 898. — Bas. 1027.
larjeådalen. Schweden. Odia. 1161.
larte Corry. Skye. Gab. 318.
lartenfelser Kopf. Westerwald. Phon. 813. — Bas. 1026.
lartung. Alnö. Elsy. 154.
larvik. Sörö. Norw. Gab. 293.
larz. Qker. 711. — Qptuff. 733. — Mdia. 1165. — Dia.-Cont. 1172.
larzburg. Gab. 282. 286. 293. 294. 297. 303. 311. 1301. — Beerb. 1306.
larzgeröde. Dia.-Cont. 1173.
laselstein b. Hünfeld. Rhön. Nte. 1220.
lassberg b. Kupferberg. Erzgeb. Vo. 531.
lasselfelde. Harz. Ker. 792. — Diap. 1058. — Dia. 1133. — Dia.-Cont. 1173.
lassi-Aussert. Sahara. Elsy. 178. 191.
lastings Co. Ontario. Canada. Elsy. 151. 163. 166. 169. 178. 187.
lattula. Finland. Mdia. 1168.
lauenstein b. Hornberg. Schwarzwald. Nbas. 1262.
lauraki. Neuseeland. And. 901.
laurân. Syrien. Bas. 994. 998. 999. 1002. 1039.
lausdorf. Schles. Gab. 303. 311. — Var. 1129.
lausen. Hessen. Bas. 1013.
laut-du-Faîte. Vog. Gp. 408.
lavnefjord. Island. Bas. 1009.
lawaii. Bas. 1027.
laycot. Vog. Per. 367.
layemont. Vog. Per. 363.
leard-Insel. Li. 1290.
lebburn. Nordengl. Mel. 1075.
lebriden. Gab. 281. 285. 292. 293. 303. 317. 318.
ledrum. Norw. Sy. 130. — Bo. 468. — Tin. 481.
legau. Phontuff. 831. — Nbas. 1261.
leiligenthal. Kärnthen. Per. 371.
leilig Grab b. Görlitz. Lbas. 1237.
leilig Grab b. Hof. Fichtelgeb. Prob. 1138. 1139.
leilsberg. Hegau. Phon. 801. 820.
leimbach. Nassau. Kers. 522. — Bas. 1016.
leinekirchen. Mel. 1074.
leinrichsburg. Harz. Gr.-Cont. 103. — Mel.-Tuff. 1077. — Dia.-Cont. 1173. 1176.
leinrichshütte. Thüringen. Kers. 523.
leisser Stein b. Gebweiler. Vog. Qp. 683.
leisterberg b. St. Wendel. Rheinpr. Pt. 965. — Odia. 1163.

Heivand. Norw. Rhp. 789.
Heldburg. Thür. Phon. 802. 814. 820.
Hellefors. Schweden. Odia. 1160.
Helsingfors. Finland. Apl. 460. 464. — Prob 1142.
Helwellyn. Westmoreland. Dia. 1135.
Hempla b. Steben. Fichtelgeb. Edia. 1149.
Hemsbach. Odenwald. Dio. 251.
Henkelberg b. Rothweil. Kaiserstuhl. Lte. 1214.
Henkersberg b. Wernigerode. Pt. 951. — Dia. 1115.
Henneberg b. Weitisberga. Gr.-Cont. 93.
Henry Mts. Diopt. 450.
Hensinge. Finland. Gr.-Cont. 87.
Heppenheim. Odenwald. Vo. 531.
Herborn. Nassau. Dia. 1099. 1118. 1134. 1139.
Herchenhain. Vogelsberg. Phon. 818.
Herges. Thür. Qp. 670.
Hernösand. Schweden. Gr. 57.
Herrières b. Oloron. Frankr. Oph. 1152.
Herschweiler. Pfalz. Odia. 1162.
Herstein. Birkenfeld. Dia.-Cont. 1175. 1177.
Herzberg. Harz. Qp. 689.
Herzegovina. Gab. 296. — Per. 355.
Hett. Nordengl. Mel. 1075.
Heusenstamm. Hessen. Tra. 763.
Hidaka-Gebirge. Japan. Gr.-Cont. 92. 104.
Highwood Mts. Montana. Sy. 128 — Bo. 472. — Cpt. 543. — Tra. 765.
Hillestadvand. Norw. Gr. 56.
Hillkopf. Ruhrthal. Dia.-Cont. 1180.
Himberg. Nied.-Oesterr. Kers. 525.
Hintergelbach. Schwarzw. Sy. 117.
Hinterohlsbach. Schwarzw. Qp. 655.
Hinterschwärzenbach. Schwarzw. Qp. 651.
Hirschberg b. Bertsdorf. Lausitz. Bas. 989.
Hirschberg b. Leutershausen. Odenw. Min. 508.
Hirschberg. Fichtelgeb. Dia. 1137.
Hirschberg. Siebengeb. And. 887.
Hirschkopf. Thür. Pt. 946.
Hitteroe. Norw. Gab. 283. 304.
Hlidarfjäll. Island. Lip. 607.
Hlinik. Ung. Lip. 598. — Vit. 616. — Perl. 619. — Bi. 627.
Hochbohl b. Owen. Mbas. 1272.
Hochfeld. Vog Dio. 228. — Min. 515. — Qp. 677. 713.
Hochsachsen. Odenw. Gr. 56.
Hodosfalva. Ung. And. 883.
Hodritsch. Ung. Dio. 244.
Högvik. Hedrum. Norw. Sy. 130.
Höllenthal b. Steben. Fichtelgeb. Spil. 1062.
Hölleteich. Thür. Pt. 942.
Höllmühle b. Penig. Gab. 320.
Höringen. Pfalz. Mel. 1074.
Hörschel b. Eisenach. Li. 1288.
Höwenegg. Hegau. Nbas. 1261.
Hof. Fichtelgeb. Qker. 707. — Dia. 1130.
Hof Imsbach. Pfalz. Pt. 965.
Hofolpe. Westf. Qker. 708.
Hogarp. Schwed. Gab. 309.
Hogeveld. Südafrika. Dia. 1103.
Hogland. Dio. 224. 325. — Qp. 677.
Hohburg. Sachsen. Qp. 673.
Hohe Waid. Odenw. Dia.-Cont. 259.
Hohenberg b. Bühne. Westf. Nbas. 1248.
Hohendorf. Sachsen. Gr.-Cont. 87.
Hohenhagen b. Dransfeld. Hannover. Bas. 993.
Hohenhöwen. Hegau. Nbas. 1261. — Nbastuff. 1270.
Hohenkrähen. Hegau. Phon. 812. 820.
Hohenstein b. Ilfeld. Harz. Pt. 955.
Hohenstein. Sachsen. Qp. 653.
Hohenstein. Westf. Qker. 709.
Hohenstoffel. Hegau. Nbas. 1261.
Hohentwiel. Hegau. Phon. 802. 809. 814. 816. 818. 820.
Hoher Hain b. Wildenau. Bö. Phon. 803. 804. 811. 813. 814. 816.
Hoher Rain. Rhön. Bas. 1016.
Hohleborn. Hessen. Qp. 673.
Hohwald. Vog. Gr.-Cont. 93. 94. 102. 105. — Dio. 251. — Gp. 407. 410. — Syp. 421. — Min. 520. — Vo. 530. 533. — Qp. 671. 672. — Prob. 1139.
Hokkaido. Japan. Gr. 65. — Dio. 243.
Holchenbach. Schwarzw. Sy. 117.
Holderbach. Schwarzw. Sy. 117.
Holler. Fichtelgeb. Pi. 1191.
Hollerbach. Gr.-Venediger. Per. 365.
Hollohaza. Ung. Lip. 598.
Holmesstrand. Norw. Rhp. 785. — Mel. 1069.
Holyhead. Wales. Dia. 1135. — Odia. 1160.
Holzappel. Mdia. 1170.
Holzmühle b. Limbach. Pfalz. Pt. 955.
Holzwald. Schwarzw. Sy. 117.
Hombressen. Hessen. Bas. 1017.
Homertshausen. Hessen. Dia. 1118. 1120.
Hoogeveld. Südafrika. Dio. 237.
Hoosac Mts. And. 879.
Hopstädten. Birkenfeld. Pt. 965.
Horberig b. Oberbergen. Kaiserstuhl. Ltp. 827. — And. 887. — Ne. 1260.
Hořensko. Bö. Mel. 1074.
Horka b. Svetla. Bö. Mbas. 1275.
Horny Turcek. Ung. And. 901.
Horoszki. Volhynien. Gab. 286.
Horperath. Eifel. Nte. 1222.
Horterkollen. Norw. Gr. 76.
Hosio. Japan. Dac. 848.

Hot Springs. Ark. Sy. 114. — Tin. 483.
Hovdebofjeld. Norw. Gr. 59.
Hovedö b. Christiania. Prob. 1141.
Hoyazo. Cabo de Gata. And. 862. 866. 871. 875. 877. 890. 892.
Hozémont. Ardennen. Gab. 295.
Hrabacov. Bö. Mel. 1074.
Hrafnatinnuhraun. Island. Lip. 607.
Hudson River Highlands. N.Y. Kers. 529.
Hühnberg b. Schmalkalden. Mel. 1074.
Hülsberg. Westerwald. Tra. 763.
Huelgoat. Bretagne. Gr. 45.
Hugyusthal. Ung. And. 895.
Huk. Christianiafjord. Syp. 427.
Hummelsberg b. Flockenbach. Odenw. Dio. 239. 370.
Hundskopf b. Salzungen. Bas. 1002.
Hunneberg. Schwed. Sdia. 1147.
Hutberg b. Tetschen. Bö. Te. 1206. 1223. — Au. 1291.
Hvetlanda. Schwed. Gp. 416.
Iberg. Schwarzw. Qp. 646.
Iberg. Schweiz. Spil. 1063.
Ice River. British Columbia. Elsy. 163. 191.
Ichnadampf. Schottl. Dio. 232.
Ickersdorf. Ungarn. Per. 354.
Idar. Birkenfeld. Pt. 965.
Idumala. Cauc. Tesch. 380.
Igalliko. Grönl. Syp. 423. 430.
Iglava. Mähren. Kers. 526.
Iglesias. Sardinien. Qp. 652.
Iguape. Brasilien. Elsy. 192. — Mel. 1075.
Ihringen. Kaiserstuhl. Li. 1285.
Iiwaara. Finland. Ij. 382.
Ilchester. Md. Gr. 46. — Gab. 326. — Per. 369.
Ilfeld. Harz. Pt. 932. 940. 944.
Iliniza. Dac. 844. — And. 863. 874. 892. 900.
Ilmenau. Thür. Pt. 942. 950.
Ilmengebirge. Elsy. 178.
Ilopango-See. Salvador. And. 912.
Ilsviken b. Drontheim. Gr. 79.
Imandra-See. Kola. Ij. 383.
Imesehau. Vogelsberg. Bas. 1011.
Imsbach. Mel. 1074.
Imsweiler. Mel. 1074.
Inchcolm b. Edinburgh. Pi. 1195.
Indefatigable. Galopagos. Bi. 627.
Indian Creek. Liptuff. 628.
Indian Point. Lake Champlain. Syp. 426.
Infernillo-Pass. Tucuman. Argent. And. 884. — Bas. 1013. 1027.
Ingelsbyle. Schwed. Gr. 53.
Inselberg. Thür. Orth. 781.
Iora Dovre. Norw. Gr. 50. 51.
Iraçú. And. 900.
Irland. Bas. 985. 990.
Iroude. Auvergne. Qp. 673.
Ischia. Tra. 742. 743. 746. 750. 754. 757. 766. 767. 773.
Iselthal. Tirol. Dio. 220. 236. — Per. 365. — Tonalitp. 437.
Ishawooa Cañon. Wyo. Abs. 1216.
Ishriff. Mull. Qp. 652.
Island. Lip. 574. 578. 580. 581. 606. — Vit. 610. — And. 909. — Bas. 1010. 1017.
Islitz-Fall. Tirol. Per. 265. 366.
Itarú. Japan. Bas. 1013.
Itary. Madagascar. Li. 1290.
Itary-See. Madagascar. Bas. 1027.
Itatiaia. Brasilien. Elsy. 147. 161. 180. 191. — Bo. 469.
Ithaca. N. Y. Per. 358.
Itimirim. Brasilien. Aln. 550.
Ivigtut. Grönl. Sy. 120. 127. — Elsy. 188. — Odia. 1161.
Ivrea. Piemont. Gab. 294. 305. 308.
Jablanica. Bosnien. Gab. 299. 309.
Jackson. N. H. Sy. 115. 125.
Jacupiranga. S. Paulo. Brasilien. Elsy. 179. 181. 191. — Ess. 247. — Cpt. 544. — Mel. 1075.
Jacupiranguinha-Thal. S. Paulo. Ess. 245. 247.
Jaguary. S. Paulo. Brasilien. Ess. 245. 247.
Jakta-Kivy. Troas. Dio. 260.
Jakuben. Bö. Mon. 545.
Jalguba. Gouv. Olonez. Russl. Var. 1124. 1125. 1128.
Jalore. Velay. Tra. 768.
Jan Mayen. Tra. 753. — Bas. 991. 993.
Janowitz. Schles. Dia. 1134.
Japan. Obs. 623. — And. 875. 878. 892. 903. 905. — Prop. 916. — Bas. 991. 1013.
Java. And. 891. 902. 912. — Andtuff. 917. — Bas. 1028.
Jefferson Co. Montana. Ban. 1217.
Jerna. Schwed. Gr. 58.
Jernpynten. Grönland. Bas. 998. 1021.
Jernskog. Wermland. Min. 521.
Jersey City. Sdia. 1148.
Jimjegorruay. Kola. Elsy. 203.
Johannesburg. Südafrika. Dia. 1103.
Johanngeorgenstadt. Sachsen. Kers. 523. — Le. 1234.
Johnny Cake Road. Baltimore. Per. 368.
Jonasmühle. Müglitzthal. Sachsen. Gr.-Cont. 92.
Judenrain b. Laubach. Vogelsberg. Bas. 1011.
Julianehaab. Grönland. Elsy. 148. 151. 154. 155. 159. 160. 164. 168. 188. 192. — Söl. 477. 488. — Odia. 1161.
Julier. Alpen. Gr. 53.
Juncalthal. Anden. Gr. 52. — Dio. 243.

Jungfernberg. Siebengeb. Bas. 1010.
Jungfernstein b. Nestersitz. Bö. Lmon. 545.
Jusiberg b. Neuffen. Schwäb. Alb. Mbas. 1274.
Kärpfistock. Schweiz. Pt. 956. — Spil. 1063.
Kaersut. Grönl. Pi. 1197.
Kahleberg b. Erbringen. Rheinpr. Pt. 945.
Kahle Stein b. Tichlowitz. Lmon. 545.
Kaiserstuhl. Lte. 1205. 1206. — Nte. 1224.
Kaitais. Finland. Gab 304.
Kalamaki. Griechenl. Tra. 761.
Kaldalo. Island. Lip. 574.
Kalembitz. Oesterr.-Schles. Tesch. 1156.
Kaljokthal. Kola. Ij. 383.
Kallbacken. Dalekarl. Dia. 1121.
Kaloet. Java. And. 864.
Kalte Thal b. Harzburg. Perid. 345.
Kalvola. Finland. Mdia. 1168.
Kamagava. Japan. Dio. 226.
Kamenoi Brod. Russl. Gab. 308.
Kamloops. Brit. Columb. Aln. 1306.
Kammegg b. Gars. Diopt. 447.
Kammerbühl b. Eger. Nbas. 1267.
Kangasniemi. Finl. Gr. 1297.
Kangerdluarsuk. Grönl. Elsy. 159. 166. 188. — Syp. 430.
Kantavú. Fidji-Inseln. And. 871.
Kantmere Valley. Lake Distr. Pttuff. 966.
Kanzelberg b. Kreidach. Odenw. Dio. 237.
Kapnik. Ung. Dac. 867. — Prop. 914.
Kapnikbanya. Ung. And. 894.
Karaghan-Geb. Persien. Lip. 606. — And. 891.
Karanggoea. Java. Tra. 773.
Kara-tash. Kl.-Asien. And. 890.
Kardikan. Cauc. Tra. 748.
Karlsbad. Bö. Gr. 35.
Karneid. Tirol. Qp. 673.
Karvia. Finland. Qp. 1307.
Kasbek. Armenien. And. 875. 905.
Kasige, Vulkan. Madacasgar. Bas. 1027.
Kassa. Westafrika. Elsy. 152. 156. 166. 179. 191.
Kastel. Schwarzw. Gab. 290. 296.
Kåtan. Schwed. Aln. 547. 548. 549.
Katharinenberg. Kaiserstuhl. Mon. 545.
Katharinenburg. Russl. Diap. 1061.
Katzenbuckel. Odenw. Tin. 485. — Ne. 1247. 1249. 1250. — Nbas. 1260.
Katzhütte. Thüring. Qp. 720.
Kaufbach. Sachs. Pt. 945.
Kautendorf. Fichtelgeb. Qker. 707.
Kava-Dóré. Kl.-Asien. And. 879.
Kawashi. Japan. And. 903.
Kawsoh Mts. Col. Nte. 1227.
Keilberg. Spessart. Kers. 523.
Kekequabic Lake. Wisc. Gr. 60.
Kelberg. Eifel. Bas. 1027.
Kelberg b. Passau. Dio. 222. — Vo. 530.
Kelbra. Thüring. Dio. 238.
Kellerwald. Waldeck. Odia. 1158. — Dia.-Cont. 1180. — Pi. 1194.
Kelso. Roxburgshire. Mel. 1071.
Kemmenau b. Ems. Bas. 1013.
Kempenich. Eifel. Pabg. 1041.
Kemtau. Sachs. Kers. 523.
Kenarigird. Persien. And. 905.
Kendal. Engl. Kers. 525.
Kenia. SO.-Afrika. Phon. 804. 805. 814. — Bas. 1023.
Kennebunkport. Me. Cpt. 541.
Kenogami-See. Canada. Gab. 316.
Kerguelen-Land. Tra. 748. 766. — Phon. 812. 820. — Bas. 988. 1027.
Kerö b. Szamos Ujvar. Ung. Andtuff. 917.
Kerzanton. Bretagne. Kers. 522.
Kesselberg. Schwarzw. Qptuff. 726.
Kesselsdorf. Sachs. Pt. 945.
Kesselstadt b. Steinheim. Bas. 998. 1017.
Kettilsfjäll. Schwed. Per. 361.
Keweenaw Point. Gab. 301. 307. 316.
Kibo. SO.-Afrika. Lte. 1215.
Kilimandscharo. SO.-Afrika. Per. 353. — Lip. 575. 577. 606. — Tra. 743. — Phon. 804. 812. — Bas. 1028. — Te. 1204. 1215. — Li 1290.
Killerton. Devonsh. Diap. 1060.
Killiney. Irland. Apl. 460.
Kimberley. Südafrika. Per. 347.
King's Ferry. N. Y. Per. 351.
Kinnekulle. Schwed. Odia. 1160.
Kinzigthal. Schwarzw. Gr. 45. — Sy. 116.
Kippie Law. Schottl. Mel. 1074.
Kirchberg b. Rothweil. Kaiserstuhl. Lte. 1214.
Kirchberg. Sachs. Gr.-Cont. 92. 93.
Kircheip. Rheinpr. Li. 1286.
Kirche Wang. Schlesien. Gp. 413.
Kirchhasel b. Hünfeld. Rhön. Bas. 1013.
Kirchheim. Schwäb. Alb. Mbas. 1274.
Kirchhundem. Westf. Qker. 708.
Kirisjärvi. Finland. Per. 357.
Kirkhill. Schottl. Gab. 304.
Kirn. Rheinpr. Pt. 955.
Kirneckthal. Vog. Min. 515. 520. — Qp. 713. 714.
Kirschhausen. Odenw. Vo. 531.
Kis Banya. Ung. Prop. 914.
Kis Kapus. Ung. And. 898.
Kis Sebes. Ung. Diopt. 451.
Kissling b. Steben. Fichtelgeb. Prob. 1139.
Kittisut-Inseln. Grönl. Elsy. 188.
Kjörtingholmen. Norweg. Sy. 129.
Kladanj. Bosn. Gab. 239.
Klausberg b. Wernigerode. Pt. 1059.
Klausen. Tirol. Dio. 231. 251. 255. 268. 305. — Diopt. 448. — Pt. 947.

Klefva-Grube. Schwed. Gab. 309.
Kl.-Kappler Thal. Schwarzw. Per. 354.
Kl.-Priesen. Bö. Mon. 545. — Phon. 804. 813. 819. — Nte. 1224.
Kl.-Rosenau. Siebengeb. Tra. 757.
Kl.-Sassen. Rhön. Phon. 803.
Kl.-Schmalkalden. Thüring. Pt. 956.
Kl.-Schneegrube. Riesengeb. Nbas. 1268.
Kl.-Winterberg b. Sebnitz. Sachs. Li. 1283.
Kletschner Berg. Bö. Phon. 811.
Klettigsmühle. Kers. 522.
Klingstorp. Schonen. Li. 1289.
Klöch. Steiermark. Nte. 1308.
Klössberg b. Königswalde. Ne. 1258.
Klovereidnuten. Norw. Gr. 84.
Knoll. Fichtelgeb. Var. 1128.
Knorre b. Meissen. Sy. 134.
Knödelschutzteich. Fichtelgeb. Kers. 446.
Königsberg. Ung. Lip. 593.
Königsfeld. Schwarzw. Sy. 117.
Königssee. Thüring. Dia. 1137.
Königswald. Rhön. Bas. 1016.
Königswalde. Erzgeb. Min. 520.
Köttewitz. Sachs. Min. 508.
Koholma. Schonen. Li. 1289.
Kohren. Sachs. Qp. 690.
Kola. Elsy. 151. 160. 164. 166. 167. 173. 203.
Kolantziki. Griechenl. Dac. 842.
Kolbenhöhe b. Zwingenberg. Odenw. Li. 1286.
Kolmer Scheibe b. Tetschen. Bö. Nte 1223. — Au. 1291.
Kolter. Färöer. Bas. 988.
Komnaes. Norw. Qtin. 473.
Konga. Schwed. Qdia. 1117. 1144.
Kongo. Odia. 1163.
Konistraes. Euböa. Lip. 582.
Konung Oscarshamm Schwed. Edia. 1149.
Korgon. Altai. Pt. 936.
Kornberg b. Erbendorf. Fichtelgeb. Pt. 938.
Korpitzsch. Sachs. Vit. 694.
Kortfors. Schwed. Gr. 70.
Kos. Tra. 755.
Kosinetz. Bö. Mel. 1074.
Kostal. Bö. Nte. 1224.
Kostenblatt. Bö. Tra. 763. — Bas. 1026. — Lte. 1214.
Kottmarsdorf. Lausitz. Prob. 1139.
Kozlou Dagh. Troas. Lip. 606.
Krabla. Island. Lip. 591.
Kragerö. Norw. Gab. 302.
Krakatau. And. 901.
Kraubat. Steiermark. Per. 364.
Krebsbachthal. Harz. Gr.-Cont. 103.
Kreibitz. Bö. Phon. 815.
Kreidach. Odenw. Dio. 237. 238. — Min. 513.
Kremenize. Volhynien. Volhynit. 454.
Kremnicka. Ung. Lip. 593. 597.
Kremnitz. Ung. Tra. 757. 763. — And. 875. 886. 889. 898.
Krems. Bö. Per. 355.
Kreuzberg b. Planitz. Var. 1123.
Kreuzberg. Thüring. Bas. 1011.
Kreuznach. Rheinpr. Qp. 645. — Pt. 954.
Krim. Mel. 1076.
Kühlenberg. Ruhrthal. Pi. 1194.
Kühlsbrunnen. Siebengeb. Tra. 752. 755. 770.
Kühruh b. Traisa. Hess.-Darmst. Bas. 1027.
Küllreuth. Fichtelgeb. Prob. 1139.
Kürenz b. Trier. Prob. 1109. 1139. 1141.
Kuhstall. Sächs. Schweiz. Li. 1288.
Kumerngit. Grönl. Elsy. 191. 192.
Kunau b. Kupferberg. Kers. 523.
Kundratitz. Bö. Mel. 1069.
Kuolajärvi. Finland. Elsy. 173. 1301. — Li. 1289. — Aln. 1306.
Kupferberg. Fichtelgeb. Prob. 1138.
Kupferberg. Sachsen. Qp. 651.
Kursewi. Cauc. Tesch. 380.
Kuruni. Euböa. Lip. 582.
Kutais. Cauc. Tesch. 380.
Kvellekirke. Norw. Bo. 468. 469.
Kyalarderessi. Troas. Lip. 605.
Kyffhäuser. Thüring. Dio. 238.
Kyry-Nor. Mongolei. Bas. 1030.
Laacher See. Tra. 752. 753. 754. 757. 768. 775. — Lbas. 1234.
Laangstorp. Schonen. Li. 1289.
Labrador. Per. 368.
Labyrinthenhof. Fichtelgeb. Spil. 1062.
Lac d'Aydat. Frankr. Dio. 238. 255.
Lac de Lherz. Per. 359. 362. 369. 370.
La Culata. Canaria. Nte. 1219.
Lähn. Schlesien. Nbas. 1268.
Lätäseno. Finland. Sy. 122.
La Fresse. Vog. Spil. 1062.
La Gacherie. Mt. Dore. Lip. 579.
Lagoa do Congro. S. Miguel. Tra. 769. — Bas. 1010.
Lagoa do Fogo. S. Miguel. Tra. 769. 773. 774. 775.
Lago d'Arno. Adamello. Dio.-Cont. 259. 260.
Lago di Bracciano. Lip. 574. 577. 579. 580.
La Grande Fosse. Senones. Vog. Pt. 965.
La Guardia. Ponza. Tra. 750. 756. 766.
Laguna Blanca. Argent. Nte. 1227.
La Hingrie. Weilerthal. Vog. Min. 520.
Laifour. Ardennen. Qp. 721. — Mdia. 1168.
Laká. Island. Bas. 988.
Lake Borolan. Schottl. Lsy. 193.
Lake Champlain. Gab. 307. 309. — Bo. 470. — Cpt. 542. — Edia 1150.

Lake Chateaugay. Syp. 426.
Lake Co. Cal. Obs. 623.
Lake District. Engl. Kers. 516. — Qp. 644. — Pt. 938. — Diap. 1060. — Spil. 1062.
Lake Kenogami. Canada. Gab. 316.
Lake Memphremagog. Vt. Cpt. 542.
Lake St. John. Canada. Gab. 315.
Lake Superior. Gab. 301. — Diap. 1060. — Mel. 1075. — Dia. 1135. — Odia. 1162.
Lambay-Insel b. Dublin. Diap. 1060.
Lamlash. Arran. Bas. 1028.
La Morette. Var. Qp. 648. 651.
La Motte. Var. Per. 363.
Lampersdorf. Schles. Dio. 242.
Landeck. Diopt. 442.
Landeshut. Schles. Pt. 937. 954. 955.
Landgangsfjord. Norw. Elsy. 170.
Landsberg b. Barr. Elsass. Dio. 251.
Landskrone b. Görlitz. Li. 1288.
Långban. Schwed. Gr-Cont. 91.
Langen. Hessen-Darmst. Li. 1286.
Langenbach. Thür. Qp. 720.
Langenlois. Oesterr. Gab. 314. 324. — Kers. 525.
Langenscheid. Nassau. Bas. 988. 996.
Langenschwalbach. Nassau. Min. 520. — Kers. 522.
Langerhansküppel b. Poppenhausen. Rhön. Phon. 809. — Nte. 1220.
Langesundfjord. Norw. Sy. 122. 141. — Elsy. 147. 155. 166. 170. — Gab. 331. — Pegm. 496. — Prob. 1141.
Langewiesen. Thür. Pt. 942.
Långhult. Schwed. Gab. 310.
Langley Ford. Cheviots. Diap. 1059.
Langö b. Kragerö. Norw. Gab. 310.
Lanmeur. Finistère. Dia. 1137. — Diatuff. 1187.
Laprabende. Pyren. Oph. 1152.
La Rasta b. Recoaro. Pt. 939.
Larazo. Galizien. Nbas. 1269.
Lardeyrol. Velay. Tra. 768.
La Réunion. Tra. 747. 750. 755. — And. 891. 905. — Bas. 990. 991. 993. 1028.
La Rioja. Argent. Diopt. 445. — Qptuff. 725. — Spil. 1064. — Mel. 1074.
La Rochette. Limagne. Tra. 768. — Phon. 816.
Lassen's Peak. Cal. Per. 367. — Dac. 848. — And. 888. 890. 891. — Bas. 755. 1023. 1024.
Lastau. Sachsen. Qker. 707. 710. 711.
Lastergraben b. Ueberroth. Nassau. Mel. 1073.
La Tenisse. Cantal. Phon. 818.
Latera. Italien. Lphon. 826.
Latium. Le. 1308.
Laubach. Vogelsberg. Bas. 1010. 1011.
Laudenbach. Odenw. Min. 510. — Kers. 515. 520.
Lauenbach. Schwarzw. Gp. 408.
Laufbachthal. Schwarzw. Dio. 239.
Laugahraun. Island. Lip. 607.
Laurvik. Norw. Sy. 129. — Elp. 432. — Bo. 469. — Tin. 479.
Laurvik-Kvelle. Tin. 481.
Lausitz. Gr. 44. 49. 79. 90. — Pt. 938. 944. — Bas. 986. 992. — Dia. 1109. 1110. — Qdia. 1144. — Nte. 1224. — Lbas. 1237. — Li. 1288.
Lauterbach. Schwarzw. Gr. 38. 51. 105.
Lauterbach. Vogelsberg. Bas. 1011.
Lauterberg. Harz. Qp. 689.
Laval. Velay. Bas. 1027.
Lavantthal. Kärnthen. Bas.-Cont. 1031.
Laveline. Vogesen. Gr. 43. 55. — Kers. 522.
Låven. Norw. Sy. 139.
La Vernière. Tra. 768.
Leadville District. Nev. Lip. 573. 587. — Qp. 652. 655. — Pt. 932.
Le Braidi. b. Melfi. Ltp. 828.
Legbachthal. Tirol. Kers. 526.
Lehesten. Thür. Kers. 527.
Lehestenwald. Fichtelgeb. Dia. 1106. 1132.
Lehnberg b. Stolberg. Harz. Meltuff. 1077.
Leichtersberg. Odenw. Qp. 683.
Leikipia. Afrika. Bas. 1012.
Leilenkopf. Brohlthal. Nbas. 1246. 1253.
Leinemühle b. Pansfelde. Harz. Dia.-Cont. 1174.
Leinster Co. Irland. Gr. 42.
Leipa. Böhmen. Bas. 1011.
Leipzig. Gp. 403. 406. 407.
Leiria. Portugal. Oph. 1155.
Leiselheim. Kaiserstuhl. And. 887.
Leksand. Gab. 295.
Lemberg. Pfalz. Pt. 937.
Le Mugny. Saône. Pt. 961.
Lenders. Rhön. Bas. 1009.
Lenhofda. Schwed. Gp. 416.
Lenzkirch. Schwarzw. Gp. 408. — Qp. 650.
Leogang. Salzburg. Dia. 1109.
Leprese. Schweiz. Gab. 290. 293. 294. 297. 303. 314.
Le Puix. Vog. Pt. 960.
Lerbach. Harz. Dia. 1133.
Lercouil. Pyren. Per. 363.
Le Rhum. Bretagne. Dio. 232.
Lès. Pyren. Oph. 1152. — Dia.-Cont. 1182.
Les Crottes. Var. And. 884.
Lescuno. Cantal. And. 886.
Lesina. Italien. Lamprophyr. 532.
Les Sanguinaires. Corsica. Gp. 412.

ɜssebo. Schwed. Gp. 416.
ɜssines. Ardennen. Diopt. 445.
ɜstivare. Kola. Elsy. 174. 203. — Apl. 464.
ɜt Marifia. Abyssinien. Bas. 1023. — Palag. 1039.
ɜubach b. Fladungen. Rhön. Ne. 1256.
ɜuben. Sachsen. Sy. 136.
ɜucite Hills. Wyo. Le. 1233.
ɜutewitz. Sachsen. Pt. 945.
ɜvanger. Norw. Gab. 304.
ɜviston, Me. Cpt. 541.
ɜzardieux. Dio. 244.
'Hôpital. Bretagne. Kers. 522.
ibanon. Mel. 1069. 1074.
iberté. Ardèche. Phon. 818.
ibertyville. N. J. Elsy. 186.
ibiolo. Riviera. Var. 1128.
ibšič. Bö. Min. 521.
ichtenaufjord. Grönl. Gab. 291.
ichtenberg. Odenw. Dio. 283.
ichtenberg. Rheinpr. Pt. 950. — Edia. 1150.
iebchen. Thür. Pt. 941.
iebenau. Bö. Mel. 1069.
iebenstein. Thür. Gp. 407. 415.
iebhards. Rhön. Bas. 1026.
iebwerd b. Tetschen. Bö. Te. 1204.
ienz. Tirol. Diopt. 448.
ierbach. Schwarzw. Qp. 706.
ille Frogner b. Christiania. Bo. 469. — Rhp. 785. 788.
illegården. Norw. Sy. 114.
illö. Schonen. Nbas. 1268.
imbach. Pfalz. Pt. 945.
imburg. Nassau. Bas. 1010.
imburg. Kaiserstuhl. Nbas. 1262. — Li. 1283. 1284. 1285.
impia Creek. Texas. Phon. 823.
inderöd. Schwed. Gab. 316.
inderudbråten b. Christiania. Syp. 427.
indö Christianiafjord. Bo. 469.
inlithgow. Schottl. Odia. 1159.
ioran. Cantal. Tra. 746. — And. 885.
ipari. Lip. 580. 602. — Obs. 624. 625. — And. 866. 877. 878. 880. 906.
ippenhof. Kirnachthal. Schwarzwald. Diopt. 446.
iskeard. Cornwall. Qp. 650. — Pi. 1193. 1195.
istanera. Ital. And. 912.
itchfield. Me. Elsy. 151. 161. 164. 166. 186. 192.
Little Belt Mts. Montana. Sy. 128. — Tra. 765.
Little Deer Isle. Me. Pi. 1193.
Little Knot. Lake District. Engl. Per. 350.
Little Rock. Ark. Sy. 119.
Little Union Gulch. Col. Tra. 755.
Littry. La Manche. Orth. 783.
Livermore Falls. N. H. Bo. 470. — Cpt. 536. 540.
Livorno. Per. 358.
Lixfeld. Nassau. Pi. 1191. 1192.
Lizard. Cornwall. Dia. 1137.
Ljubnica. Serb. And. 886. 889.
Llanberis. Wales. Qp. 724. — Dia. 1135.
Llangagua. And. 892. 900. — Mel. 1053.
Lleyn. Wales. Pt. 958. — Prob. 1142.
Llyn Padarn. Wales. Qp. 724. — Qptuff 728.
Locana. Piem. Per. 360.
Locano. Spanien. Diopt. 453.
Lochaber Township. Canada. Sy. 120.
Loch Etive. Gr. 52.
Loch Garabal. Schottl. Pyr. 368.
Lodève. Frankr. Gp. 419.
Löbau. Lausitz. Ne. 1247. 1255. 1256. — Nbas. 1253.
Löhrbach. Odenw. Sy. 120.
Lofoten. Sy. 129.
Loftahammar. Schwed. Gab. 288. 304.
Lohrberg. Siebengeb. And. 887.
Loibesberg b. Kl.-Schmalkalden. Pt. 956.
Loma de Ales. Dac. 847.
Lomnitz. Qp. 673. — Mel. 1074.
Londorf. Hessen. Bas. 989. 991. 994. 997. 998. 1002. 1008.
Lordat. Frankr. Per. 362.
Los-Inseln. Elsy. 179.
Lougenthal. Norw. Gr. 59. — Sy. 129. — Elsy. 169. — Qtin. 473. — Söl. 475. 476.
Louisa b. Frankfurt. Bas. 1009.
Loukóv. Bö. Mel. 1069.
Lubowija. Bosn. Diopt. 451.
Luciberg b. Zwingenberg. Odenw. Vo. 531.
Ludwigstadt. Diopt. 443.
Lüspelkopf b. Gebweiler. Vog. Qp. 683. 689.
Lüttringhausen. Westf. Qker. 709.
Lugano. Qp. 649. 673. 677. — Vit. 692. — Qptuff 726. — Pt. 945.
Lujaur-Urt. Kola. Elsy. 148. 156. 164. 166. 168. 173. 192. — Ij. 383. — Mon. 544.
Lunde. Norw. Elsy. 153.
Lupbodethal. Harz. Dia. 1117.
Luptitz. Qp. 653. 674.
Lure. Vog. Orth. 782.
Lusclade. Mt. Dor. Tra. 746. 768. 772. — Bas. 1026.
Luxullion. Cornwall. Gr. 50.
Luzon. Dio. 239. — Gab. 296. — Tra. 760. 766. — And. 891. 892. 905.
Lyseböfjord. Norw. Elsy. 170. — Sy.-Aplit. 465. — Tin. 482.
Maasmünster. Vog. Kers. 522.

Mc Dougall. Canada. Gab. 333.
Mc Nulty Gulch. Nev. Lip. 587.
Mackungra. Gestrikland. Odia. 1161.
Mâconnais. Dia. 1116. 1137. — Mdia. 1169. — Dia.-Cont. 1180.
Madagascar. Elsy. 179. — Per. 368. — Cpt. 546. — Phon. 820. — Bas. 1027.
Madison Co. Montana. Ban. 1217.
Mägdeberg. Harz. Dia. 1133.
Mägdeberg. Hegau. Phon. 802. 820.
Maeru-Berge. Ostafrika. Phon. 804. — Nte. 1227. — Ne. 1260. — Li. 1290.
Mafahlid. Island. Lip. 590.
Magalhaens-Strasse. Per. 357.
Maglai. Bosnien. Tra. 755. 762.
Magnet Cove. Ark. Elsy. 158. 183. 208. — Lsy. 192. — Elp. 433. — Lp. 435. — Ltin. 487. — Pegm. 496. — Mon. 543.
Mahlberg. Breisgau. Nbas. 1262.
Mahlberg. Westerwald. Phon. 818.
Mahnebach. Qp. 648.
Mairus. Ardennen. Qp. 721.
Majada Redonda. Cabo de Gata. Dac. 841.
Majada de Vacca. Cabo de Gata. Dac. 846.
Makassar. Celebes. Lte. 1216.
Makinga. Massailand. Mbas. 1274.
Makwassi-Berge. Transvaal. Qp. 645.
Malnas. Ung. And. 898.
Mambachthal b. Schackau. Rhön. Bas. 1012.
Man. Engl. Qker. 712.
Manetin b. Pilsen. Bö. Bas. 1017. — Nte. 1223.
Manheim. N. Y. Aln. 550. — Pi. 1197.
Manterus. Nordafrika. Phon. 805.
Manzat. Auvergne. Qp. 652.
Marabastad. Südafrika. Prob. 1142.
Marathonisi. Morea. Diap. 1060.
Marbach. Nied.-Oesterr. Kers. 526.
Marblehead Neck. Mass. Bo. 469.
Marcheno. Val Trompia. Odia. 1163.
Marekanka. Sibirien. Perl. 622. — Obs. 625.
Mareuge. Cantal. And. 910.
Marienthal. Rheinpr. Mel. 1074.
Marion-Insel. Bas. 1027.
Marivelles. Phillipinen. And. 905.
Marjoss. Rhön Bas. 1015.
Markirch. Vog. Gp. 406. — Kers. 514. 522.
Markleuthen. Gr. 41.
Marklissa. Lausitz. Lbas. 1237. — Li. 1269.
Marklowitz. Mähren. Tesch. 878.
Marlesreuth. Fichtelgeb. Kers. 523. — Pi. 1191. 1195.
Marmels. Schweiz. Per. 358.
Marniac. Cantal. And. 886.
Maroggia. Lugano. Qp. 647. — Pt. 946.
Marostica. Vicent. Bas. 1028.
Marquette Range. Mich. Gp. 409. — Mal. 491. 1306. — Qdia. 1145. — Mdia. 1169.
Martapoera. Borneo. Dio. 273. — Per. 354. 357. 369. — Qdia. 1146.
Marteller Alp. Suldenit. 439. 441.
Martindale. Montana. Ther. 376.
Martin Garcia. Argentin. Gab. 315.
Martinstein. Rheinpr. Mel. 1073.
Massai-Land. SO.-Afrika. Qp. 678. — Tra. 749. 754. 770. — And. 905. — Nte. 1227.
Masser-Thal. Thür. Gp. 412.
Massif de Trient. Schweiz. Gr. 46.
Maunaloa. Bas. 1018. 1029.
Mausemühler Tunnel. Rheinpr. Pt. 965.
Maxen. Sachsen. Gr. 79.
Mayen. Rheinpr. Bas.-Cont. 1033.
Mayo. Capverden. Cpt. 546. — Phon. 811. — Nbas. 1269. — Au. 1290.
Mayo. Irland. Per. 371.
Mazarron. Cabo de Gata. Dac. 845.
Mazinaw Lake. Canada. Gab. 332.
Meadow Lake. Cal. Dio. 237.
Meiches. Hessen. Ne. 1247. 1255. 1256.
Meinerzhagen. Westf. Qker. 709.
Meissen. Gr. 64. — Sy. 121. — Pegm. 492. — Vit. 693. 695. — Pt. 942.
Meissner. Hessen. Bas. 997. 1008.
Melbourne. Victoria. Bas. 1009.
Melibocus. Odenw. Gr. 79. — Mal. 488. 491. — Pegm. 493. — Li. 1286.
Melide. Lugano. Pt. 946.
Mellemfjord. Grönl. Bas. 998. 1021.
Memphremagog-See. Vt. Cpt. 542.
Mendola. Tirol. Mel. 1070.
Mendoza. Argent. Tra. 764.
Menez Hom. Bretagne. Dia. 1120. — Qdia. 1146. — Dia.-Cont. 1178. — Dia.-Tuff. 1188.
Menominee. Mich. Gp. 409. — Dia. 1113. — Mdia. 1169.
Merapi. Java. Tra. 749. — Bas. 1013. — Palag. 1042.
Merbelsrod. Thür. Orth. 781.
Meregyó. Ung. Prop. 914.
Meronitz. Bö. Per. 355.
Mesenzana. Lugano. Vit. 698.
Messbach. Odenw. Gp. 409.
Messel. Hessen-Darmst. Mel. 1074. — Li. 1286.
Methana. Dac. 842. — And. 900. — Bas. 1023.
Mettmen. Schweiz. Qp 722.
Metzlersreuth. Fichtelgeb. Dia. 1137.
Mexico. Obs. 624. — And. 904. — Prop. 913.
Mézenc. Velay. Tra. 766.

Mezzano. Bolsener See. Lte. 1212.
Miask. Ilmengeb. Elsy. 168. 178. 191.
Michaelstein. Harz. Kers. 508. 509. 511. 512. 513. 515. 524. — Ker. 792.
Michigan. Sy. 125. — Per. 352. — Dia. 1098. — Odia. 1162.
Middagsvålan. Schweden. Odia. 1161.
Midtre Arö. Langesund. Elsy. 168. 170.
Mienkinia b. Krakau. Pt. 784.
Mijakeshima. Japan. And. 905. 906.
Mikailowka. Volhynien. Volhynit. 454
Militello. Sicil. Palag. 1038.
Milo. And. 885.
Milseburg. Rhön. Phon. 803. 810. 820.
Miltitz. Sachsen. Sy.-Cont. 138.
Mimuro-yama. Japan. Bas. 1013.
Minas Geraes. Brasilien. Elsy. 180.
Minderberg a. Rh. Bas. 1010.
Miner's Cañon Truckee Range. Qp. 652.
Miravalle. And. 889.
Mississippi Iron Mine. Canada. Gab. 332.
Misterhaza. Ung. And. 894.
Misti. And. 892.
Mittelberg b. Quotshausen. Hessen. Dia. 1118.
Mittershausen. Odenw. Dio. 259. — Kers. 510. 523. — Vo. 532. — Spes. 533.
Mittlechtern. Odenw. Nte. 1222.
Mjösen-See. Norw. Gr. 56.
Mocsar. Ung. Tra. 746. 756. 772.
Modauthal. Odenw. Gab. 294.
Moel-y-Golfa. Wales. Pt. 949. 963.
Moeriah. Java. Lte. 1215. — Le. 1233. — Nbas. 1238.
Moheda. Schwed. Edia. 1149.
Mohorn. Qp. 690. — Vit. 698.
Mohsdorf. Sachsen. Per. 368.
Mokpho. Korea. Qp. 648.
Molins. Schweiz. Per. 358
Moltenborough. N. H. Elsy. 147. 158. 185. 196
Molyvon. Chalcidice. Dio. 239.
Mombeja. Portugal. Gab. 284.
Moncamp. Per. 369.
Monchique. Elsy. 146. 147. 151. 157. 158. 163. 167. 177. 178. 191. 198. 201. 206. 250. — Elp. 432.
Mondhalde. Kaiserstuhl. Lte. 1208. 1214.
Monmouth. Me. Elsy. 186.
Monrovia. Gab. 296.
Monselice. Euganäen. Tra 745. 761. 763.
Monserrat. Westindien. And. 913.
Montabaur. Westerw. Phon. 803.
Montagne Noire. Frankr. Gp. 418. — Li. 1289.
Montalto. Bolsener See. Lte. 1212.
Montana. U. S. A. Per. 1302.
Montarville. Canada. Per. 368.
Mont Blanc. Gr. 38. 46. 86. — Sy. 115. Gp. 412.
Mont Capucin. Auvergne. And. 891.
Mont Dore. Vit. 616. — Tra. 768. 773. — And. 904. 910.
Mont-Dore-Les-Bains. And. 885.
Mont Génèvre. Var. 1122.
Mont Rognon. Auvergne. Bas. 1011.
Monte Amiata. Ital. Tra. 746. 749. 751. 771. — Tesch. 1157.
Monte Arbostoro. Lugano. Pt. 946.
Monte Aviolo. Alpen. Dio. 235. — Diopt 442.
Monte Bello. Euganäen. Lip. 605. — Perl. 620.
Monte Bocche. Tirol. Pt. 938.
Montebras. Frankr. Gr. 41.
Monte Capanne. Elba. Gr. 36.
Monte Castellaro. Vicent. Bas. 996.
Monte Catini. Italien. Tra. 746. 764.
Monte Cavaloro. Apennin. Gab. 297.
Monte Cisterna b. Sasso. Italien. Lip. 573.
Monte Colmo. Diopt. 442.
Monte Confinale. Alpen. Diopt. 439.
Monte Cucco. Italien. Lip. 573. 574.
Monte de Bisenzio. Bolsener See. Lte. 1212.
Monte della Guardia. Lip. Obs. 625.
Monte della Montecchia. Euganäen. Lip. 605.
Monte della Pieve. Italien. Lphon. 826.
Monte delle Donne. Euganäen. Vit. 617.
Monte di Cattajo. Euganäen. Vit. 617.
Monte di Cuma. Neapel. Tra. 750. 754. 771.
Monte di Pozzo Maggiore. Sardinien. Lte. 1211.
Monte di Toreggia. Euganäen. Vit. 617.
Monte Doja. Alpen. Dio. 260.
Monte Ferrato b. Prato. Per. 353.
Monte Ferru. Sardinien. Phon. 807. 818. — And. 891. — Lbas. 1238.
Monte Laveneg. Diopt. 442.
Monte Luparo. Italien. Lip. 620.
Monte Maggiore. Corsica. Gr. 75
Monte Menone. Euganäen. Lip. 605.
Monte Mieda. Euganäen. Vit. 617. — — Tra. 753.
Monte Motterone b. Baveno. Per. 369.
Monte Mulatto. Tirol. Gr. 64.
Monte Muradú. Sardinien. Obs. 628.
Monte Mussato di Galzignano. Euganäen. Vit. 617.
Monte Narba. Sardinien. Qp. 655.
Monte Nave. Lugano. Vit. 698.
Montenegro. Pt. 952. — Odia. 1163.
Monte Nuovo. Neapel. Tra. 766. 768.
Monte Nuovo. Euganäen. Vit. 617.
Monte Olebano. Neapel. Tra. 742. 743. 754. 766.
Monte Pendise. Euganäen. Perl. 620. — Tra. 742.

Monte Real. Portugal. Oph. 1155.
Monte Rotaro. Ischia. Tra. 773.
Monte Santo. Brasilien. Dio. 243.
Monte Santo b. Sasso. Italien. Lip. 573.
Monte Scandolaro b. Recoaro. Pt. 951.
Monte Sieve. Euganäen. Lip. 605.
Monte Somma. Lte. 1210.
Monte Soriano. Viterbo. Dac. 846.
Monte Sumano. Tretto. Pt. 951.
Monte Tabor. Ischia. Tra. 750.
Monte Tajumbina. Columbia. Dac. 843. 844.
Monte Tosto. Italien. Perl. 620.
Monte Trisa. Südalpen. Pt. 939.
Monte vecchio. Sardinien. Bas. 1023.
Monte Venda. Euganäen. Tra. 742. 763.
Monte Vetta. Ischia. Tra. 750. 754. 756.
Monte Vulture. Italien. Lte. 1213. — Ne. 1259.
Monte Zaccon. Qp. 671. 673.
Monte Zovon. Euganäen. Tra. 764.
Monti Cimini. Italien. Lphon. 825.
Monti di S. Vittore. Piemont. Per. 361.
Monti Rossi b. Baldissero. Piemont. Per. 361.
Mont-Plaux. Velay. Tra. 768.
Montreal. Canada. Elsy. 124. 142. 151. 156. 158. 163. 166. 168. 187. 191. 206. — Ess. 249. — Bo. 470. — Tin. 480. 483. — Cpt. 536. 542. — Aln. 549.
Montrose Point. N. Y. Per. 352.
Montrose Station. N. Y. Dio. 234.
Monts Esterel. Var. Dac. 851.
Monzoni. Tirol. Sy. 115. 124. 137. 303 1299. — Syp. 423.
Moos. Fichtelgeb. Dia. 1137.
Morangie. Mt. Dore. Tra. 746. 772. — Bas. 986.
Moravitza. Dio. 244. 262.
Morbihan. Frankr. Pegm. 492.
Mordrach. Odenw. Gp. 406. 409. — Mal. 488.
Morcote. Lugano. Qp. 683.
Morin. Canada. Gab. 306. 326.
Moritzburg. Sy. 118. 121. 137.
Morococha. Chile. Dio. 232.
Morro de los Genoveses. Cabo de Gata. And. 862.
Morvan. Frankr. Gr. 85. 93. — Min. 521. 525. — Pt. 943.
Moredale. Engl. Qp. 653. — Pttuff. 966.
Mosquez Cañon. Texas. Sy. 127. — Pai. 465.
Mosquito Range. Nev. Pt. 450.
Mosso. Piemont. Gab. 303.
Moun Caou. Pyr. Per. 362.
Mount Addison. N. H. Gab. 303.
Mount Bischof. Tasmanien. Gr-Cont. 106.
Mount Davidson. Washoe. Dio. 239.
Mount Diablo. Cal. Per. 368.
Mount Fairview. Dio. 243.
Mount Hood. Ore. And. 888. 890. 905.
Mount Hope. Baltimore. Gab. 274.
Mount Leinster. Victoria. Dio. 257. — Syp. 429.
Mount Ord Range. Texas. Elsy. 147. 157. 158. 159. 160. 161. 165. 167. 184. 191. 199.
Mount Pitt. Ore. Bas. 1022.
Mount Rainier. Ore. And. 888. 890.
Mount Royal. Canada. Ess. 245. 249. Ther. 376.
Mount Shasta. Cal. And. 888. 890. — Bas. 999.
Mount Sorel. Engl. Gr. 53. 677. — Diap. 1059.
Mount Thielson. Ore. Bas. 1022.
Mount Washington. N. H. Gab. 278.
Mount Willard. N. H. Gr.-Cont. 105.
Mourne Mts. Irland. Gr. 41.
Msid Gharian. Nordafrika. Phon. 805. 807. 809. 814.
Müglitzthal. Sachsen. Gr.-Cont. 90. 94. 95.
Mühlbach. Qp. 651.
Mühlbacher Klause. Tirol. Diopt. 448.
Mühlenthal b. Elbingerode. Qker. 711. — Pt. 951. — Diap. 1058.
Münster. Vogelsb. Bas. 1008.
Münster a. St. Qp. 645. 673.
Münsterthal. Vog. Gr.-Cont. 94. 95.
Muerto Camp. Texas. Phon. 823.
Muerto Spring. Texas. Lip. 572. 574. 613.
Mull. Gab. 318. — Prop. 916. — Bas. 1008. 1028.
Mullaghderg. Irland. Gr. 71.
Mullen's Gap. Lip.-Tuff. 628.
Mullion Island. Cornwall. Spil. 1064.
Munkacs. Ung. Tra. 750.
Murat. Mt. Dore. Tra. 773. — Au. 1291.
Murat-Le-Quaire. Mt. Dore. Vit. 615.
Murendel River. Victoria. Pt. 962.
Murfreesboro. Ark. Per. 347.
Murgthal. Schwarzw. Gr. 45.
Mursinsk. Ural. Gr. 33. 45.
Muscleshell River. Montana. Ther. 376.
Mussinet. Piemont. Gab. 288.
Mutyek-Plateau. SO.-Afrika. Li. 129?
Mynydd Mawr. Wales. Pai. 466.
Mynydd Penarfynydd. Wales. Prob. 1142.
Nackenberg. Harz. Kers. 511.
Nädernthal. Ltptuff. 830.
Närödal. Norwegen. Gab. 508.
Närsnäs. Christianiafjord. Rhp. 788.
Näsodden b. Christiania. Syp. 426.
Nässjö. Schweden. Sdia. 1147.
Nagelkopf. Rheinpr. Pt. 937.
Nagyag. Ung. Dio. 255. — Dac. 840. — And. 877. 878. 888. 889.

Jagybanya. Ung. Tra. 763. — And. 895. 898.
Jagyhisa. Ung. And. 898.
Jagyköves. Ung. Elsy. 155. 198.
Jagymihaly. Ung. Lip. 580.
Jagy Sebes. Ung. Prop. 910.
Jaila. Fichtelgeb. Dia. 1136.
Jaiwasha-See. SO.-Afrika. Lip. 613. — Tra. 743.
Jakalakewi. Cauc. Lip. 592. — And. 901.
Jakholmen b. Christiania. Syp. 426.
Jamborn. Rheinpr. Pt. 950. 953.
Jamshraun. Island. Lip. 607.
Jarouel. Vog. Per. 367.
Jartelje. Schweden. Gab. 293. 294.
Jash's Point. Lake Champlain. Bo. 470.
Jassau. Sachsen. Vo. 531.
Jatal. Gab. 305.
Jathrop. Col. Lip. 580.
Jatternstein b. Tetschen. Bö. Bas. 1012.
Jaundorf. Qp. 648.
Jaurod. Taunus. Nte. 1222.
Jeapel. Tra. 768. — Lphon. 827.
Jeckarbischofsheim. Nbas. 1262.
Jed. Schweden. Gab. 309.
Jedved. Bö. Mel. 1069.
Jeipel. Rheinpr. Mel. 1073.
Jemours. Algier. Lte. 1215. — Lbas. 1238.
Jerike. Schweden. Odia. 1160.
Jertschinsk. Sibirien. Pt. 940.
Jesselgrund. Odia. 1158.
Jesselhof. Thüringen. Dia.-Cont. 1180.
Jestersitz. Bö. Mon. 545.
Jetzberg b. Ilfeld. Pt. 955.
Jeu-Britannien. And. 875.
Jeubrohna. Lausitz. Prob. 1140.
Jeu-Caledonien. Per. 369.
Jeudeck. Schlesien. Sy. 110. 113.
Jeudorf, Erzgebirge. Ne. 1258.
Jeudörfel. Vit. 697.
Jeuengrünrain b. Barr. Vog. Qp. 647.
Jeuenhain. Hessen. Bas. 991.
Jeuffen. Schwäb. Alb. Mbas. 1274.
Jeuhaldensleben. Pt. 956.
Jeuhausen b. Urach. Schwäb. Alb. Mbas. 1261.
Jeuhöwen. Hegau. Nbas. 1261.
Jeunkirchen. Odenwald. Gp. 409. — Pegm. 493. — Li. 1286.
Jeuntestein b. Hohwald. Vog. Dio. 238. 251.
Jeu-Seeland. Per. 356.
Jeustadt b. Stolpen. Lausitz. Prob. 1139.
Jeustift. Karpathen. Mel. 1071.
Jeutauberlitz. Fichtelgebirge. Qker. 707.
Jeuviller. Vog. Gr. 55.
Jeutitschein. Tesch. 1156. — Pi. 1195.
Jevada. And. 911. 912. 914.
Jewcastle. Irland. Qp. 652.
New Hampshire. Cpt. 536. 540. — Dia. 1137.
Newhaven. Conn. Sdia. 1148.
Newjansk. Apl. 462.
New Jersey. Cpt. 529. 541.
Newport. Schottl. Pt. 938. 949.
Newton Bushel. Devonsh. Pi. 1195.
Nezeros. Olymp. Per. 371.
Ngorongoro. SO.-Afrika. Lip. 578. 613. — Tra. 749. 770.
Niederbeerbach. Odenwald. Gab. 293.
Niederbobritzsch. Min. 520.
Niederbrombach. Rheinpr. Pt. 954.
Nieder-Crinitz. Sachsen. Gr.-Cont. 94.
Niederdieten. Nassau. Pi. 1193.
Nieder-Kauffung. Schlesien. Dia. 1108. 1112.
Niederkirchen. Pfalz. Mel. 1074.
Niedermendig. Bas.-Cont. 1033. — Nte. 1225.
Niedermodau. Odenwald. Gp. 406. 409. — Vo. 532.
Niederneukirchen. Sachsen. Dia.-Cont. 1185.
Niederschlesien. Dia.-Tuff. 1187.
Niedersfeld. Ruhrthal. Dia.-Cont. 1179.
Niederwiesa. Sachsen. Qker. 1144.
Nierstein. Rheinhessen. Li. 1286.
Nightingale. Phon.-Tuff. 832. — And. 876.
Ninafou. And. 905.
Nishne Tagilsk. Ural. Per. 354.
Njurrjaurpachk. Kola. Elsy. 175. — Tin. 484. 485.
Nördlingen. Ries. Kers. 524.
Nössige-Schrebitzthal. Sachsen. Sy. 138.
Nord-Carolina. Per. 364.
Nordeck. Hessen. Bas. 1009.
Nordeck b. Stadt Steinach. Fichtelgeb. Dia. 1105. 1132.
Nordhalben. Fichtelgeb. Dia. 1138.
Nordrach. Schwarzwald. Gr. 44. 61.
Norheim. Rheinpr. Mel. 1072. — Dia. 1135.
Norr Husby. Schweden. Gr. 71.
Norrland. Schweden. Per. 361. 371. — And. 902.
North Berwick Law. Schottl. Orth. 783.
North Burgess. Ont. Canada. Gabp. 1305.
North Gippsland. Vict. Pt. 962.
Nossen. Sachsen. Qker. 1144. — Odia. 1159.
Notteberg. Schweden. Per. 351.
Notterberg b. Friedland. Bö. Bas. 1013.
Noyang. Austral. Dio. 231. 257. — Qker. 710.
Nuévalos b. Zaragoza. Li. 1269. 1289.
Nufenen. Schweiz. Mdia. 1169.
Nugère. Auvergne. And. 878.
Nuk. Grönl. Bas. 1022.

Nungerut. Grönl. Bas. 1022.
Nystad. Finland. Gr. 54.
Nystrand. Norw. Sy.-Cont. 140.
Oahú-Insel. Nbas. 1269.
Oban. Schottl. Pt. 943.
Ober-Berge. Westf. Dia. 1134.
Oberbergen. Kaiserstuhl. Ltp. 802. 809. 827. — Ne.-Cont. 1269.
Oberbrechen. Nassau. Bas. 1008.
Oberbrück. Vog. Gr. 59. — Dia. 1137.
Obercunnersdorf. Lausitz. Bas. 1027.
Oberdieten. Nassau. Pi. 1191.
Oberflockenbach. Odenwald. Hornblendit. 370.
Oberharmersbach. Schwarzwald. Sy. 117.
Oberhermsdorf. Sachsen. Qp. 652.
Oberhundem. Westf. Qker.-Tuff. 731.
Oberkirchen. Pfalz. Mel. 1073.
Oberleinleiter. Fichtelgeb. Nbas. 1250. 1268.
Oberleithmannsdorf. Schles. Odia. 1159.
Obermühlbach. Vit. 694. 698.
Obernheim. Pfalz. Mel. 1074.
Ober-Oetzingen. Westerwald. Bas. 1026.
Oberpolenz. Sachsen. Vit. 695.
Oberramstadt. Odenwald. Gp. 409.
Oberschaffhausen. Kaiserstuhl. Phon. 814. 818. 829. 830.
Oberstein a. d. Nahe. Pt. 965.
Oberwiesenthal. Erzgeb. Lp. 436. — Sy.-Aplit. 463. — Aln. 550. — Nbas. 1254. 1256. — Ne.-Cont. 1269.
Oberwind. Thür. Pt. 942.
Oberwolfach. Schwarzwald. Sy. 117.
Obsidian Cliff. Yellowstone Nat. Park. Obs. 598. 599.
Oblasser im Iselthal. Tirol. Diopt. 438.
Ochsenkopf. Fichtelgeb. Gp. 415. — Prob. 1106. 1138. 1139.
Ochotsk. Sibirien. Obs. 625.
Odenwald. Gr. 58. — Dio. 219. 222. 237. 255. — Gab. 290. 297. 303. 311. — Gp. 405. 407. — Min. 520. — Qp. 680. 689. — Bas. 992. — Spil. 1064. — Dia.-Cont. 1178.
Oderen. Vog. Gab. 283. 296.
Oderwitz. Phon. 802.
Odivellas. Portugal. Gab. 285. — Qp. 678.
Oedegården. Norw. Gab. 331.
Oehrenstock b. Ilmenau. Pt. 942.
Oeje. Dalekarlien. Spil. 1062. — Dia. 1115.
Oelberg. Odenwald. Qptuff. 725. 726.
Oelberg. Siebengebirge. Tra. 761. 771. — Bas. 1010. 1035.
Oelme b. Christinehamm. Schweden. Gab. 301.
Oelzenhof. Rhön. Phon. 812.
Oestvedtö. Sy. 140.
Oetzthaler Ache. Tirol. Diopt. 442.
Offenbanya. Ung. Dac. 840.
Ohlaposbanya. Ung. And. 875. 878.
Okka. Flores. And. 910.
Olbersdorf. Phon. 818.
Olbrück. Ltp. 802. 814. 816. 827. — Ltp.-Tuff. 830.
Olonez. Russl. Dio. 240. — Dia. 1120. — Var. 1124. 1125. — Mdia. 1165. — Dia.-Tuff. 1188.
Olpe. Westf. Qker. 709.
Olsbrücken. Pfalz. Pt. 965.
Ombordsnäs. Norw. Sy. 141.
Omeo. Victoria. Gr. 65.
Omura-yama. Japan. Bas. 1013.
Ontario. Canada. Elsy. 158. 166. 192.
Ooshima. Japan. And. 905.
Opurtschketi. Cauc. Tesch. 380.
Oran. Algier. Gr.-Cont. 93.
Orange. N. J. Dia. 1148.
Oranje-Freistaat. And. 878.
Orawitza. Banat. Dio.-Cont. 262.
Orbishöhe. Odenw. Orbit. 490. — Vo. 531.
Oregon. Per. 357.
Orescowitza-Thal. Banat. Kers. 525.
Orford. N. J. Cpt. 541.
Ornö. Schwed. Dio. 240.
Ornsköldsvik. Schweden. Gr. 57.
Orosi. And. 889.
Orvieto. Italien. Lte. 1212.
Oscarhamn. Schwed. Gp. 416.
Oslo. Norw. Gr. 56. — Orth. 784.
Osören b. Bergen. Norw. Mdia. 1164.
O-Sopot. Banat. Dio. 245. — Diopt. 451.
Ossa. Thessalien. Per. 371.
Osterinsel. Palag. 1039.
Ostgothland. Schwed. Odia. 1160.
Ostö. Norw. Sy.-Aplit. 465.
Ottendorf b. Troppau. Nte. 1222.
Ottfjäll. Jemtland. Schwed. Odia. 1161.
Oued-Djemma. Algier. Oph. 1153.
Ovifak. Grönl. Bas. 990. 998. 1009. 1019. 1035.
Owen. Schwäb. Alb. Mbas.-Tuff 1277.
Owrontz. Diopt. 454.
Oyacachi. Vit. 617.
Pachuca. Mexico. And. 879. 904.
Pah Ute Range. Lip. 572.
Paisano Pass. Texas. Elsy. 183. 191. — Pai. 465. — Bo. 471.
Palabora. Südafrika. Mbas. 1276.
Palandokän. Cauc. Dac. 843. — And. 904. — Bas. 1008.
Pallanzano. Italien. Tra. 771.
Pallet. Frankr. Gab. 291.
Palma. Sy. 112. 121. — Dio. 218. 222. — Bas. 989. 991. 995. 1011. 1027. — Prob. 1142. — Odia. 1163. — Nte. 1226. — Li. 1284. 1290.

'almer Hill. Lake Champlain. Dia. 1100.
'anamá. And. 900. 905.
'anix. Schweiz. Qp. 722. — Pt. 957.
'ansfelde. Harz. Dia.-Cont. 1181.
'antelleria. Pant. 608. — Phon. 812. — And. 864. 906. — Bas. 997.
'anyik. Ung. Dac. 451.
'ão d'Assucar. Paraguay. Sy. 126.
'apallacta. Ecuador. Pt. 943.
'apineau Road. Montreal. Tin. 483.
'apos. Island. Lip. 591.
'araguay. Nbas. 1269.
'aranapanema. S. Paulo. Brasilien. Dia.-Cont. 1185.
'ariou. Auvergne. And. 878.
'arlosa. Bö. Bas. 992.
'as de Compains. Cantal. Phon. 818.
'aschkapola. Bö. Au. 1291.
'asel a. d. Lenne. Westf. Qker. 686. 709.
'asilian. Sumatra. Gab. 305.
'asin. Armenien. And. 904.
'asto. Dac. 846. — And. 868.
'attäng. Schwed. Aln. 547.
'aul's-Insel. Gab.-Pegm. 497.
'ech de Salies. Pyren. Oph. 1151. 1152
'eekskill. N. Y. Dio. 233.
'ein-Vintl. Alpen. Diopt. 448.
'embrokeshire. Spil. 1064.
'en Vooze. Cornwall. Gab. 330.
'enarfynydd. Wales. Per. 351. — Odia. 1160.
'ène-St.-Martin. Pyren. Oph. 1152.
'enig. Gab. 303. 325.
'en-maen-mawr. Wales. Pt. 958. — Edia. 1148.
'enningsby. Schwed. Per. 351.
'ennsylvanien. Edia. 1148.
'enokee. Michigan. Mdia. 1169.
'enrith. Cumberland. Diap. 1059.
'entézac. Aveyron. Gab. 304.
'entland Hills. Schottl. Diap. 1060. — Odia. 1159.
'en-y-Carnisiog. Per. 350.
'enzance. Cornwall. Gr. 33.
'ergine. Tirol. Pt. 938.
'erlenhardt. Siebengeb. Tra. 756. 761.
'erlerkopf. Ltp. 814. 827.
'ersien. Pt. 961. — Spil. 1064.
'ertuis. Velay. Tra. 771.
'erwopawlowsk. Apl. 462.
'esawahan. Java. Lip. 590.
'etersberg. Siebengeb. Bas. 1010.
'etersthal. Schwarzw. Sy. 117. 137.
'eyre-de-Bard. Velay. Tra. 768.
'feffelbach. Rheinpr. Pt. 959.
'ferdekuppe. Rhön. Bas. 1011.
'ferdskopf. Rhön. Tra. 754. — Bas. 1026.
'friemthal b. St. Nabor. Vog. Syp. 423.
'hilippinen. And. 875. 905. 913.
Phlegräische Felder. Tra. 741. 750. 752. 754. 756. 766. 776.
Piano del Rè. Mt. Viso. Per. 369.
Piano di Repe. Italien. Lphon. 826.
Pianura. Neapel. Tra. 750. 754. 756. 766.
Pic du Midi de Pau. Qp. 651.
Pichincha. And. 900.
Pico das Camarinhas. S. Miguel. Bas. 1010.
Picota. Portugal. Elsy. 155. 177. 199.
Pic-Saint-Mont. Pyr. Oph. 1154.
Pielgier. Velay. Tra. 771.
Piemont. Gab. 303. 327. — Var. 1127.
Pieve. Vicentino. Syp. 423. — Orth. 784.
Pigeon Point. Minn. Gab. 279. 295. 313. — Gp. 414. — Dia. 1148.
Pignon. Cantal. And. 885.
Pike Co. Ark. Per. 347.
Pilot Knob. Li. 1269.
Piñon. Dac. 844. 892. — And. 900.
Pinto Peak. Col. Lip. 593.
Piperviksbakken. Christiania. Orth. 784.
Pinsweiler. Rheinpr. Pt. 954.
Piz Cavel. Schweiz. Qp. 722.
Piz Curver. Schweiz. Mdia. 1168.
Piz Longin. Schweiz. Per. 367.
Planiol. Frankr. Pt. 951.
Planitz. Vit. 692. 693. — Pt. 965.
Plantaberg. Schwed. Odia. 1160.
Plas Newydd. Anglesey. Dia. 1112. — Dia.-Cont. 1181.
Plateau de Durbize. Auvergne. Tra. 764.
Plateau des Prudelles. Auvergne. Bas. 1011.
Platform Island. Fernando Noronha. Bas. 1027.
Plattensee. Ung. Bas. 1013. 1016. — Palag. 1039.
Plauenscher Grund b. Dresden. Sy. 120. 121. 134. 136. — Min. 507. 509. 520.
Plieren. Hegau. Phon. 820.
Plougasnou. Finistère. Gr.-Cont. 102.
Plougastel. Bretagne. Kers. 522.
Plouguernevel. Gr.-Cont. 94.
Plymouth. N. H. Cpt. 536.
Poços de Caldas. Brasilien. Elsy. 146. 147. 151. 155. 180. 191. 198. 199.
Podhorn b. Marienberg. Ne. 1255. 1256. — Nbas. 1254.
Pömmerle. Bö. Lmon. 545.
Pofi. Italien. Lte. 1211.
Point Bonita. Cal. Bas. 1018. 1064. — Dia. 1110. 1112. 1123.
Point Sal. Cal. Gab. 1301. — Tesch. 1303. — Liptuff. 1307. — Spil. 1307.
Pola de Allande. Asturien. Dio. 223.
Polter's Point. Lake Champlain. Syp. 428. — Bo. 470.
Pompeji. Italien. Lte. 1211.
Ponta Delgada. S. Miguel. Bas. 1010.
Pontevedra. Spanien. Odia. 1163.

Pontgibaud. Qp. 671. 673.
Pont-Paul b. Morlaix. Gr.-Cont. 104.
Ponza. Obs. 599. 625. — Pechst. 616. — Tra. 755. 766.
Poobah Lake. Ont. Can. Shon. 1303.
Popocatepetl. Mexico. Tra. 772. — And. 900.
Poppenberg. Harz. Qp. 671.
Poppenberg b. Tetschen. Bö. Bas.-Cont. 1033.
Poppenhausen. Rhön. Phon. 812. — Nte. 1219.
Poratscher Berg b. Bilin. Bö. Bas.-Cont. 1033.
Poric. Bö. Mel. 1069.
Porodnaja. Ural. Mdia. 1165.
Porschnitz. Sy.-Apl. 463.
Port de Massat. Per. 362.
Port de Saleix. Per. 362.
Portree. Skye. Bas. 1028.
Potash Sulphur Springs. Ark. Elsy. 183. 205. — Elp. 433.
Potrero de los Angeles. Argent. Qptuff. 725.
Potschapel. Sachsen. Pt. 943. 944.
Potton. Canada. Mdia. 1165.
Poudières. Auvergne. Dio. 253.
Pouzac. Elsy. 151. 155. 158. 165. 176. 191. 205. — Oph. 1150. 1153.
Pozo del Hierro. Cadiz. Oph. 1154.
Pozzo Maggiore. Sard. Lbas. 1283.
Prachatitz. Bö. Per. 353. — Diopt. 446. — Odinit. 535.
Prades. Frankr. Per. 362. 369.
Prägraten. Tirol. Per. 365.
Prätoria. Südafrika. Dia. 1103.
Pranal. Auvergne. Qp. 673.
Prato b. Florenz. Gab. 294.
Praya. Capverden. Phon. 803.
Predazzo. Tirol. Sy. 124. — Syp. 423. — Elp. 431.
Pressek. Fichtelgeb. Pi. 1191. 1192. 1195.
Prevaglio di Sotto. Val Sabbia. Pt. 943.
Prevali. Diopt. 448.
Pria Borghese. Per. 360.
Pribram. Bö. Dia. 242.
Pridlanz. Bö. Phon. 803.
Proceno. Bolsener See. Lte. 1212.
Procida. Tra. 756. — Lphon. 827.
Proctor. Vt. Cpt. 542.
Provenchères. Vog. Pt. 965.
Pucará. Dac. 844.
Puente del Inca. Argent. Tra. 746. 755. 762.
Puerto de los Yesos. Cadiz. Oph. 1154.
Puerto del Genoves. Cabo de Gata. Bi. 627.
Puerto Real. Cadiz. Oph. 1154.
Pululagua. And. 885. 890 892. 900.
Puna de Juguy. Argent. Lip. 593.
Punin. And. 904.
Punta del Imperatore. Ischia. Tra. 750. 754.
Punta delle Pietre Nere. Lesina. Italien. Vo. 532.
Puntaiglas. Alpen. Gr. 52. 64. — Gab. 330.
Pusterthal. Tirol. Diopt. 448.
Puy Cordé. Mt. Dore. Phon. 820.
Puy d'Alou. Cantal. And. 910.
Puy de Charade. Bas. 1011.
Puy de St. Sandoux. Ne. 1257.
Puy Ferrand. Mt. Dore. Tra. 772.
Puy Gros. Mt. Dore. Phon. 820. — Bas. 988.
Puy Montadoux. Bas. 986.
Puy Pariou. And. 904.
Pwll Deri. Pembrokeshire. Spil. 1064.
Pyramid Lake. Dac. 841.
Quärigberg. Thür. Pt. 942.
Quebrada de las Leñas. Argent. Bas. 1013.
Queckhain. Vit. 693.
Quenast. Ardennen. Diopt. 445.
Quénécan. Frankr. Gr.-Cont. 101.
Quenneberg. Schwed. Per. 350.
Queyrières. Velay. Tra. 752.
Quiddelbach. Phon. 808. 814.
Quilatoa. Dac. 847. — And. 870.
Quincy. Mass. Gr. 52.
Quinta de S. João. Portugal. Dio. 220.
Quittenbach. Sachsen. Kers. 523.
Quonochontoque. R. J. Gr. 71.
Quotshausen. Hessen. Dia. 1118.
Raasay. Schottl. Bas. 1028.
Rabbi. Trentino. Diopt. 442.
Rabenauer Grund b. Tharand. Vo. 531.
Rabenkopf b. Ilfeld. Pt. 955.
Radeburg. Sachsen. Sy.-Cont. 137.
Radigau. Bö. Lte. 1215.
Radmansö. Schwed. Gab. 292. 324.
Radowitz. Bö. Bas. 1026. — Lte. 1215.
Ragged Mtn. Col. Lip. 572.
Ragunda. Schwed. Gr. 75. — Sy. 130.
Rainy Lake. Canada. Gr. 77. — Qp. 724. Qdia. 1100. 1113. 1118. 1145. — Mdia. 1165. 1169.
Raitschin. Fichtelgeb. Var. 1125. 1128.
Rakotyas. Ung. Bi. 627. — Bas. 991.
Ramberg. Harz. Gr. 49. 50. 94. 95. 102.
Rambla de Aguilas. Cabo de Gata. Dac. 841.
Rambla del Coralete. Cabo de Gata. Lip. 592.
Rambla del Esparto. Cabo de Gata. And. 890.
Ramburlet. Cantal. And. 886.
Rammelberg b. Wippra. Harz. Dia.-Cont. 1176.
Ramnäs. Norw. Sy. 126.
Ramsenberg b. Wippra. Harz. Dia. 1133.
Ramstadt. Odenw. Gp. 409.

Ranch Crow's Nest. Texas. Lip. 613.
Randen. Baden. Nbas. 1262.
Raon l'Etape. Vog. Gr. 35. — Spil. 1062.
Rapidan. Virginia. Edia. 1150.
Rappeneck b. Freiburg. Schwarzw. Min. 511. 520.
Rasdorf. Rhön. Bas. 1026.
Ras-el-Isned. Afrika. Bas. 1011.
Rasvagg. Norw. Gab. 304.
Rat Island. Fernando de Noronha. Nbas. 1269.
Rathen. Schles. Qp. 686. — Odia. 1163.
Rattlesnake Bar. Cal. Dio. 253.
Rattsjö. Schweden. Gab. 315.
Raubschlösschen b. Weinheim. Odenwald. Qp. 646. 648. 672.
Raudfossafjöll. Island. Lip. 606.
Raudsberg b. Skaraborg. Schweden. Gab. 310.
Rauenthal. Taunus. Mdia. 1168.
Rauhfels b. Wuenheim. Vog. Qp. 683. 685.
Ravenskopf. Harz. Qp. 689.
Ravin de la Craie. Auvergne. Tra. 764.
Ravin de Lusclade. Mt. Dore. Lip. 576. 579. 600. — And. 892. 910.
Ravin des Egravats. Mt. Dore. Bi. 627. — Tra. 754. 764.
Reboulas. Portugal. Elsy. 158. 177.
Rebstall b. Barr. Gr.-Cont. 94. — Kers. 515.
Red Mtn. Col. Pt. 932.
Ré di Castello. Adamello. Dio.-Cont. 259.
Reghellini. Tretto. Pt. 939.
Reichelsheim. Odenwald. Odinit. 534.
Reichenberg. Harz. Dia.-Cont. 1176.
Reichenstein. Schlesien. Vo. 532.
Reichenweier. Elsass. Li. 1285.
Reichersdorf. Qp. 690.
Reichsdorf. Erzgeb. Diap. 1058.
Reichshofen. Elsass. Bas. 985.
Reichweiler. Rheinpr. Pt. 950.
Reidscheid. Rheinpr. Pt. 950. 955. 965.
Reimsbach. Rheinpr. Pt. 943.
Reinsdorf. Voigtland. Spil. 1062.
Reisigenstein. Thür. Pt. 956.
Reissach. Krain. Diopt. 443.
Reitzenhain. Sachsen. Gp. 407.
Reka. Santorin. And. 902.
Remberg. Hessen. Bas. 1009.
Rémémont. Vog. Pt. 965.
Remigiusberg b. Cusel. Pfalz. Pt. 958. 959.
Remiremont. Vog. Gp. 408. — Syp. 421. — Min. 520.
Repistye. Ung. And. 883.
Reppanäs. Schweden. Gab. 309.
Republic Mtn. Lake Superior. Dia. 1113.
Rescue Canon. Lip. 593.
Rettenkopf. Stubachthal. Tirol. Per. 364. 366.
Reuthberg. Gr. 41. 82. 90.
Rhade de Brest. Gp. 410.
Rhenosterkop. Hogeveld. Süd-Afrika. Gab. 294.
Rhode Island. Gab. 310.
Rhodope-Gebirge. Lip. 606.
Rhön. Tra. 752. — Bas. 993. — Te. 1204.
Riaillé. Vendée. Gr. 72.
Ribeirathal. S. Paulo. Brasil. Syp. 429.
Richmond. Minn. Dio. 242.
Richmond Mts. Nev. Lip.-Tuff. 630.
Ricoletta. Monzoni. Tirol. Syp. 423.
Rieden. Ltp. 802. 827. — Ltptuff. 830. 831.
Riedle b. Offenburg. Schwarzwald. Dio. 242. — Qp. 655.
Rieseberga. Schweden. Bas. 1002.
Riesengebirge. Gr. 72. — Gp. 406.
Rieserferner. Tirol. Dio. 215. 219. 223. 227. 235. 262. — Tonalitp. 437. — Apl. 464. — Kers. 525.
Rigolet Bas. Mt. Dore. Lip. 576.
Rigolet Haut. Mt. Dore. And. 886.
Riis. Norw. Rhp. 786. 787.
Rimberg. Westf. Dia. 1108.
Rimogne. Ardennen. Qp. 721. — Mdia. 1168.
Rincon de la Vega. And. 885.
Rincovo. Portugal. Elsy. 177.
Rinderbiegen. Rhön. Bas. 1016.
Rinderweg. Kaiserstuhl. Mon. 545.
Ringberg b. Suhl. Thür. Pt. 942.
Ringeriket. Norw. Sy. 126. — Rhp. 785. 789.
Ringgit. Java. Lte. 1215. — Le. 1233. — Lbas. 1238.
Ringvatsö. Norw. Mdia. 1165.
Rio de Janeiro. Elsy. 157. 161. 180. — Syp. 428. — Tin. 480. — Dia. 1099. 1115. 1117. 1118. — Li. 1290.
Rio Guaiama. Ecuador. Dio. 243.
Rio Passa Quatro. Itatiaia. Bo. 469.
Risör. Norw. Gab. 315. 331.
River Range. Nev. And. 877.
Riviera. Gab. 288. 294. 297.
Roburent. Piemont. Qp. 654.
Roc Blanc. Tra. 768.
Rocca di Papa. Albano. Lte. 1212.
Rocca Monfina. Tra. 773. — Phon. 810. — Lphon. 826. — And. 874. 906. — Lte. 1211. — Le. 1233.
Roche Sanadoire Tra. 768. — Phon. 814.
Rochesson. Vog. Gp. 401. 405. 408. — Qp. 672.
Rochlitz. Qp. 673. — Qptuff. 727. 728.
Rock Creek. Montana. Ther. 376.
Rockport. Mass. Dia. 1121.
Roda. Tirol. Cpt. 546.
Rodö b. Alnö. Elsy. 172.
Rodna. Ung. Diopt. 451. — Dac. 840.

Röd b. Christiania. Syp. 426.
Rödling b. Kupferberg. Sachsen. Min. 520.
Röhrsdorf. Sachsen. Gr.-Cont. 95.
Röken. Norw. Rhp. 785.
Rönsdorfer Thal. Siebengebirge. Tra. 748. 762.
Röraas. Norw. Gab. 327.
Röspe. Westf. Qker. 708. — Qker.-Tuff. 730.
Rognstrand. Sy. 141.
Rohrbach. Odenwald. Gp. 409.
Rohrbach b. Regen. Diopt. 444.
Rohrbachthal b. Hohwald. Vog. Vo. 530.
Rom. Le.-Tuff. 1239.
Romansfjord. Norw. Gab. 320.
Romberg b. Steens. Rhön. Bas. 1009.
Romsaas. Norw. Gab. 319.
Ronca. Vicent. Bas. 996.
Rongstock. Bö. Ess. 246. 249. 266. — Elp. 434. — Mon. 545.
Roschberg. Rheinpr. Mel. 1073.
Rosenbühl b. Eschwege. Hessen. Bas.-Cont. 1031.
Rosenbühl b. Hof. Kers. 791.
Rosenthal b. Johannisberg. Schlesien. Pt. 955.
Rosica. Cabo de Gata. Dac. 846.
Rosignano b. Pisa. Per. 371.
Rosita. Col. Liptuff. 629. — Qp. 686. — Tra. 755. — And. 896.
Roslagen. Schweden. Gr. 56.
Rossberg b. Rossdorf. Hessen-Darmstadt. Nbas.-Cont. 1269.
Rossshire. Schottl. Lsy. 192. 193.
Rosstrappe. Harz. Prob. 1139.
Rosswein. Sachsen. Gab. 280. 324.
Rostrenen. Côtes du Nord. Gr.-Cont. 97. 102.
Roth. Nassau. Bas. 1010.
Rothau. Vog. Gp. 401. 403. — Qp. 672.
Rothenberg b. Wernigerode. Gp. 404.
Rothenburg. Thüringen. Dio. 238.
Rothenkopf. Zillerthal. Per. 365.
Rothschönberg. Sachsen. Sy. 118.
Rothweil. Kaiserstuhl. Lpt. 814. 827. — Lte. 1206. 1214. — Le. 1233.
Rotorua-See. Neu-Seeland. Lip. 574. 590.
Rottmannshöhe. Odenwald. Min. 512.
Rougemont. Pyr. 368.
Routivare. Schweden. Gab. 310.
Roveredo. Tirol. Nbas. 1268.
Rowlandville, Md. Gr. 41.
Roxensee. Schweden. Gr. 53.
Rucu-Pichincha. And. 892. 900.
Rudeville. N. Y. Cpt. 541.
Rübeland. Harz. Ker. 793. — Diap. 1058. — Prob. 1139.
Rüblinghausen. Westf. Qker. 709.
Rüdigheim. Mainthal. Bas. 1017.
Ruhberg b. Dahlen. Nassau. And. 911.
Ruhrthal. Westf. Dia. 1112. — Mdia. 1165.
Rujge-Gebirge. Lip. 606.
Rum. Gab. 312. — Beerb. 492.
Rumburg. Bö. Gr. 34. — Pt. 944. — Nbas. 1261.
Rundemyr. Norw. Pegm. 496.
Rupbachthal. Nassau. Prob. 1142.
Ruppertsecken. Pfalz. Mel. 1074.
Rupt. Vog. Gp. 403. 408. — Qp. 645. 650. — Pt. 961.
Ruseinbrücke b. Dissentis. Schweiz. Gab. 330.
Russdorf. Sachsen. Per. 368.
Rye. N. H. Prob. 1142.
Rymingnäs. Schweden. Gab. 283.
Saales. Vog. Gp. 407. — Syp. 421.
Saarburg. Rheinpr. Dia. 1139.
Sababurg. Hessen. Bas. 991. 1009. 1028. 1030. — Bas.-Cont. 1031.
Sabangan. Luzon. Lip. 590.
Sacco-Thal. Herniker-Land. Le. 1308.
Särna. Schweden. Elsy. 162. 164. 173. 192. — Odia. 1161.
Säsebühl b. Dransfeld. Bas. 1028.
Sager. Reinthal. Tirol. Dio.-Cont. 263.
Sagres. Portugal. Nbas. 1269.
Saguenay. Canada. Gab. 307. 315.
Sahara. Elsy. 147. 178.
Sala. Schweden. Diopt. 444. — Qdia. 1144.
Salbach. Mel. 1074.
Saleix. Pyren. Oph. 1153.
Salem. Mass. Elsy. 185. 191. 204. — Ess. 245. 247. 248. 266. — Syp. 425.
Salenga. Transbaikalien. Dio. 256.
Salesl. Bö. Phon. 814. — Bas. 990. 1011.
Salida. Col. Mdia. 1169.
Salies de Salat. Pyren. Oph. 1152.
Saline Co. Ark. Sy. 119. 140. 182. — Elsy. 182. — Mon. 543.
Salisbury Crags b. Ediuburgh. Dia.-Cont. 1181.
Salmosac b. Smyrna. Lip. 606.
Salmünster. Rhön. Bas. 1015.
Salto del Castellano. Canaria. Nte. 1206. 1219.
Salvador. Centralamerika. Dac. 848. — Bas. 1022.
Salzberg b. Schlan. Bö. Ne. 1258.
Salzberg b. Suhl. Thür. Pt. 942.
Salzhausen. Vogelsberg. Phon. 818.
Salzmühle b. Dreisbach. Rheinpr. Pt. 950.
Samothrake. Gab. 296. — Lip. 574. 576. 579. 592. 593. — Dac. 876. — Bas. 993.
Samuel Anders Grube. Grangärde. Schweden. Dia. 1121.
Sancy. Mt. Dore. Tra. 772.

Andrä-Visegrader-Gebirge. Ung. And. 877. 889.
Andres. Tenerife. Nte. 1219.
Anne de Bellevue. Montreal. Aln. 549.
Antão. Cabo Verde. Phon. 809. 810. 819. — Nte. 1226. — Le. 1234. — Ne. 1259. 1260. — Nbas. 1269. — Li. 1289. — Au. 1290
Antonio. Anden. Dio. 243.
Antonio. Rio de Janeiro. Elsy. 177.
Barthélemy. Ariège. Per. 351.
Bartolomeo. Portugal. Gr. 50.
Béat. Pyren. Oph. 1152.
Blaise-la-Roche. Vog. Dio. 218.
Blas b. Madrid. Sy. 112.
Bresson. Vog. Spil. 1062.
Brevin. Gr. 82. 88.
Brieuc. Bretagne. Dio. 220. 222. 238.
Catharina. Tretto. Pt. 939.
Catharinenkapelle. Kaiserstuhl. Lte. 1214.
Cristobal. Chile. Prop. 916.
Cruz. Brasilien. Bo. 470. — Min. 518. — Mon. 545.
Davids. Wales. Dia. 1112. — Odia. 1159. — Dia.-Tuff. 1186.
Egidi. Steiermark. And. 875. 899.
Étienne. Vog. Pyr. 367. 368. — Min. 520.
Fedelino. Gr. 35. 39.
Francisco. Per. 363. — Edia. 1150.
Genès-Champanelle. Auvergne. Min. 521.
Georgs-Kloster. Krim. Qker. 712.
Gotthard. Gr. 46. 50. 79.
Hilaire-de-Loulay. Vendée. Gr. 73.
Idelefonso. Span. Diap. 1059. — Spes. 533.
James. Galópagos Palag. 1038.
Jean-Brevelay. Morbihan. Gr. 65.
Jean-du-Doigt. Finistère. Gr.-Cont. 102.
Johann. Iselthal. Dio. 236. — Diopt. 238.
John. New Brunswick. Dio. 266. — Nab. 293. 308. 315. — Diopt. 449.
Juan. Argent. Qp. 645. — Dac. 840. — Mel. 1054. — Dia. 1101.
Juan de Maio. Argent. Lip. 592.
Jury. Pyr. Oph. 1152.
Léon. Allier. Gr.-Cont. 96.
Lucia di Tallano. Corsica. Dio. 238. 253.
Lugano. Tirol. Vit. 650. 698.
Luis Obispo. Cal. Tesch. 1304.
Maria di Galera b. Bracciano. Le. 233.
Maurice. Vog. Syp. 421. — Pt. 961.
Michaelis b. Freiberg i. S. Min. 508.
Miguel. Azoren. Tra. 741. 743. 746. 748. 749. 755. 757. 766. 769. 773. 774. 776. — And. 867. 870. 872. 878. 887. 904. 908. 909. — Bas. 989. 1010. 1011. 1035.
S. Moritz. Engadin. Dio. 242.
S. Nabor. Syp. 421. — Diopt. 444. — Qp. 645. 655. 672. — Pt. 944.
S. Nabord. Gr. 41. 50.
S. Paul. Indischer Ocean. Liptuff. 628. — And. 905. — Bas. 984. 991. 1008. 1010. 1011. 1028. — Palag. 1039. — Nte. 1227.
S. Paulo. Brasil. Gr. 50. — Sy. 120. — Elsy. 181. — Syp. 426 — Cpt. 544.
S. Pé-de-Hourat. Basses-Pyrénées. Per. 360. — Oph. 1152.
S. Pedro. Cabo de Gata. Dac. 846.
S. Pedro. Portugal. Dio. 233.
S. Peter's Dome. Col. Gr. 59.
S. Pierre-Eynac. Velay. Phon. 824.
S. Pietro. Sardinien. Lip. 613.
S. Sorlin. Frankr. Orth. 783.
S. Thereza. Rio de Janeiro. Min. 507. 518.
S. Thiago. Capverden. Phon. 811. 819. — Nte. 1226. — Ne. 1259. — Nbas. 1269. — Li. 1289. — Au. 1290.
S. Ulderico. Tretto. Pt. 939.
S. Valentino-Thal. Diopt. 438.
S. Vicente. Capverden. Elsy. 152. 155. 158. 178. 191. 202. — Ther. 380. — Nte. 1226. — Ne. 1259. — Nbas. 1269. — Li. 1289. — Au. 1290.
S. Vincenzo. Italien. Lip. 578. 579. 588.
S. Wendel. Rheinpr. Mel. 1073.
S. Wöllan. Steiermark. Lip. 593.
Sandåkra. Schonen. Lte. 1215.
Sande. Norw. Gr. 56.
Sandfjord. Westfinmarken. Sy. 121.
Sandsjö. Schweden. Sdia. 1147.
Sandwich-Inseln. And. 912. — Bas. 993. 998.
Sanelberg b. Barr. Vog. Dia. 1137.
Santorin. And. 862. 868. 886. 889. 902. 904. 912.
Sanuki. Japan. And. 903.
Sapanji Tepek. Troas. Nbas. 1268.
Sapois. Vog. Syp. 421.
Sardinien. Lip 593. — Obs. 623.
Sark. Canalinseln. Per. 353.
Sarn. Wales. Per. 351.
Sarnthal. Tirol. Qp. 673.
Sarrabús. Sardinien. Qp. 654.
Sartene. Corsica. Dio. 253.
Saskal. Bö. Mel. 1069.
Saubach am Schneckenstein. Sachs. Gr.-Cont. 106.
Sauk Rapids. Minn. Gr. 52.
Saulx. Vog. Dia. 1137.
Sawtooth Mts. Texas. Sy. 130. — Bo. 471.

Saynajöki. Finland. Dio. 242.
Scarrupata. Ischia. Tra. 750. 754. 767.
Schackau. Rhön. Phon. 803.
Schackberg. Rhön. Bas. 1008. 1011.
Schadenthal. Thür. Dia. 1136.
Schameder. Westf. Qkertuff. 732.
Schapbach. Schwarzw. Sy. 117.
Scharzfeld. Harz. Qp. 645. 683. 689.
Schaufelgraben. Steiermark. Lip 606.
Schaumberg b. Tholei. Rheinpr. Mel. 1073. — Mel.-Cont. 1180.
Scheibenberg b. Sasbach Nbas. 1262.
Scheidsberg b. Remagen. Bas. 991. 997. 1010.
Schemnitz. Ung. Dio. 245. — Lip. 574. 576. 592. 593. 598. — Tra. 747. 748. 755. 757. 763. — Dac. 838. 840. 842. — And. 866. 869. 883. 884. 886. 895. 898. 904. — Prop. 914.
Schenkelberg. Westerw. Bas. 1026.
Schenkenzell. Schwarzw. Gp. 407. 408.
Scherbitz. Sachs. Vit. 696.
Schichenberg b. Tetschen. Bö. Nte. 1223.
Schiffenberg b. Giessen. Bas. 1027.
Schillingen. Rheinpr. Dia. 240.
Schiltingeramt. Nied.-Oest. Kers. 525.
Schindelklamm b. Baden. Dia.-Cont. 1182.
Schirmeck. Vog. Min. 527. — Pt. 937.
Schlegel. Fichtelgeb. Var. 1129. — Dia. 1132. 1136.
Schleitz. Thüring. Kers. 522.
Schleusethal. Thüring. Gp. 412.
Schlitz. Vogelsberg. Bas. 1011.
Schluckenau. Sachs. Gr. 40. — Bas. 1026.
Schlüsselburg. Bö. Bas. 1011.
Schmalenberg b. Harzburg. Gab. 294. 320.
Schmalkalden. Gp. 415. — Syp. 424. — Qp. 690. — Pt. 941. 956. — Mel. 1074.
Schmiedeberg. Schlesien. Gp. 413.
Schmiedeberger Schloss. Erzgeb. Phon. 825.
Schnappenhammer. Fichtelgeb. Min. 513.
Schneckenstein. Erzgeb. Gr.-Cont. 105.
Schneeberg. Gr. 35. 41. 93. — Kers. 523.
Schneidemüllerskopf b. Ilmenau. Thür. Pt. 942. 950.
Schnellbach. Thüring. Dia.-Cont. 1180.
Schoden. Rheinpr. Dia. 240.
Schöbischowitz. Oest.-Schles Tesch. 1156.
Schönau. Schwarzw. Gp. 407. — Syp. 423.
Schönberg. Odenw. Nte. 1220.
Schönborn. Lausitz. Nbas. 1261.
Schönebach. Schwarzw. Sy. 107.
Schöneberg b. Leisel. Bas. 1008.
Schönfeld. Erzgeb. Vo. 531.
Schönfels b. Planitz. Var. 1123.
Schörtekopf b. Kl.-Schmalkalden. Pt. 956.
Schonen. Gab. 301. — Bas. 986. 993.
Schotten. Vogelsberg. Bas. 1011.
Schreckenstein b. Aussig. Bö. Ne. 1255. 1256.
Schreckkopf. Thüring. Qp. 683.
Schriesheim. Odenw. Dio. 242. 254. 259. Per. 349. — Mal. 488.
Schutterthal. Schwarzw. Gp. 408.
Schwarzbiegel. Hessen. Bas.-Cont. 1031.
Schwarze Wand. Tirol. Per. 365.
Schwarzenbach. Fichtelgeb. Gab. 330.
Schwarzenbach. Kärnten. Gp. 415.
Schwarzenbach. Rheinpr. Pt. 955.
Schwarzenberg b. Barr. Dio. 238. 251.
Schwarzenberg b. Tringenstein. Nassau. Pi. 1191.
Schwarzenberg. Rhön. Bas. 1016.
Schwarzenberg. Sachs. Kers. 523. — Qp. 655.
Schwarzenfels. Rhön. Bas. 1002.
Schwarzenstein b. Trogen. Fichtelgeb. Pi. 1191.
Schwarzerden. Rheinpr. Dia. 1135.
Schwarzhaupt. Rhön. Bas. 1001. 1017. 1027.
Schweisweiler. Rheinpr. Pt. 950.
Scoglio Porno. Dalmatien. Dio. 242. 532.
Scourie. Schottl. Per. 353. — Mdia. 1164.
Scuir of Eigg. Schottl. Vit. 703.
Sebusein. Bö. Bas. 1011. — Lte. 1214.
Sechshelden. Nassau. Spil. 1062.
Sedbergh. Engl. Kers. 525.
See Mien. Schwed. Qp. 690.
Seebach b. Rippoldsau. Schwarzw. Sy. 117.
Seeben. Tirol. Dio.-Cont. 267.
Seeberg b. Kaaden. Bö. Le. 1234.
Seeheim. Odenw. Gab. 289. — Nte. 1222.
Seeland. Insel. Gab. 281. 286.
Seelen. Pfalz. Edia. 1150.
Seeleshof. Rhön. Phon. 804. 810. 819.
Seewen. Vog. Gp. 400. 407. — Qp. 689.
Seisser Alp. Tirol. Mel. 1070.
Selb. Fichtelgeb. Gr. 41.
Seljadalr. Island. Palag. 1038.
Selviella. Asturien. Diopt. 453.
Semonlethi. Cauc. And. 901.
Senftenberg. Per. 358.
Sengelberg b. Salz. Nassau. And. 910.
Senones. Vog. Pt. 965. — Mel. 1069
Sepulchre Mtn. Yellowtone. Nat. Park. And. 882.
Serawschan, Turkestan. Elsy. 178.
Serra de S. Lucia. Cal. Gr. 36.
Serra de Mendonha. Brasilien. Sy. 120. — Tin. 481.
Serra de Monchique. Portugal. Elsy. 155. 177. 201. 206. — Elp. 432. — Tin. 481. — Mon. 544. — Nte. 1226.

ı de Tinguá. Brasilien. Elsy. 146. 58. 161. 168. 180. 191. — Napl. 65. — Bo. 470. — Ltin. 486. — i. 1284.
ı do Hilario. Brasilien. Vo. 530.
ı do Picú. Itatiaia. Bo. 470.
ı dos Poços de Caldas. Brasilien. llp. 432. — Lp. 434. — Bo. 470. - Tin. 481. — Ltin. 486. — Mon. 37. — Phon. 819. — Le. 1233. — ietuff 1239.
ı Gorda. S. Miguel. Bas. 1010.
ınia de Cuenca. Spanien. Nbas. 1250. 269.
ınia de Ronda. Spanien. Gr. 47. — ab. 304. — Per. 361. 364. — ia. 1108. — Oph. 1154.
ıta. Cabo de Gata. Dac. 845.
ızuela. Cordoba. Argentinien. And. 84.
ɑi-Kunashiri. Japan. Lip. 590.
Cidades. S. Miguel. Tra. 769. 773. 74.
ɣalanga. Südafrika. Gab. 296.
ɣa Range. Nev. And. 877.
ma-Berge. Abyssinien. Bas. 1023.
la. Prob. 1143.
hellen. Gr. 44.
orf. Riesengeb. Gp. 400.
kfords. N. H. Bo. 470.
tung. China. Tra. 750. 760. 762.
. Westmoreland. Gr.-Cont. 91. 92. 03.
broke. Cpt. 542.
noor. Arran. Qp. 683. 688.
ıhaw. Canada. Gab. 305. 307. 369.
ɔon Range. Canada. Gr. 43. 58.
hone Range. Dac. 841.
pshire. Mel. 1074.
ɲh-Gebirge. Persien. Tra. 764.
ɛmboem-Gebirge. Sumatra. Gab. 383. - Ker. 793. — Dia.-Cont. 1184.
ɜngebirge. Tra. 742. 744. 750. 752. 53. 762. 763. — Bas. 991. — Bas.-ont. 1034.
ɛlsbrunn. Odenw. Dio. 237.
ɜa de Cordoba. Argent. Nbas. 1269.
ɜa de los Granatillos. Cabo de Gata. ınd. 883.
ɜa Nevada de S. Martha. Gr. 60. — rop. 913. — Mel. 1055.
ɜa Parda. Andal. Per. 360.
ɜa Verde. Min. Bas. 1018.
öberg. Schwed. Elsy. 173.
ɛrberg. Fichtelgeb. Spil. 1062.
uà. Sardinien. Dac. 846. — And. 868.
ach. Ruhrthal. Dia.-Cont. 1179.
erg b. Berchtesgaden. Gab. 296.
ɜnkang. Sumatra. Gr. 52. — Dio. 55. — Per. 349.
Silser See. Per. 363.
Silver Lake. Cal. Bas. 1024.
Silvercliff. Col. Qp. 686. — And. 895.
Silverton. Col. Pt. 932.
Simmetsberg b. Gersfeld. Rhön. Bas. 1026.
Singalang. Sumatra. And. 902.
Sinni-Thal. Italien. Gab. 298.
Sinsen b. Christiania. Syp. 426.
Siorarsiut. Grönl. Per. 357. 361.
Sipiciano. Rocca Monfina. Bas. 993.
Sippling Crag. Lake District. Diap. 1060.
Sirgwitz. Schles. Bas. 1002.
Sitio do Barroco. Portugal. Elsy. 178.
Sitio do Covado. Portugal. Elsy. 198.
Sjugare. Schwed. Gab. 295.
Skiddaw. Nordengl. Gr.-Cont. 90.
Skinner's Cove. Per. 368.
Skotningen b. Bömmelö. Gp. 413.
Skoumsaas. Norw. Rhp. 284. 288.
Skurruvaself. Norw. Gab. 293.
Skurven. Norw. Bo. 469.
Skye. Gab. 318. — Gp. 413. 1304. — Bas. 1008.
Slätmossa. Schwed. Gr. 70.
Slemmestad. Norw. Prob. 1141.
Slievenalargy. Irland. Bas. 1029.
Småland. Schwed. Gab. 301. — Gp. 416. — Dia. 1107. — Edia. 1149. — Odia. 1161.
Smolnik. Ungarn. Bas. 983.
Smrkouz-Geb. Steiermark. And. 874. 899. 905.
Smyrna. And. 889. 890. — Prop. 916.
Snäffelshalbinsel. Island. Lip. 607.
Snarösund. Christianiafjord. Bo. 468. 469.
Snowdon. Wales. Qker. 712.
Snowy River. Victoria. Gr. 50. — Pt. 962.
Soccavo. Neapel. Tra. 766.
Socotra. Gr. 43. 58.
Soden. Spessart. Kers. 524.
Södra-Berge. Schwed. Tin. 482. — Cpt. 544. — Ne. 1259.
Söhla b. Teschen. Tesch. 378.
Sölvsberg. Norw. Ess. 250. 266. — Bo. 471. — Söl. 475. — Cpt. 544.
Söndmöre. Norw. Per. 361.
Söråker. Schwed. Aln. 548.
Sörö. Norw. Sy. 121.
Sösdala. Schonen. Bas. 1002. — Nte. 1225.
Sötern. Birkenfeld. Pt. 965. — Odia. 1163.
Soggendal. Norw. Gr. 60. — Gab. 310.
Sokoly. Mähren. Kers. 511.
Solberga. Schwed. Edia. 1149.
Solfatara. Neapel. Tra. 766.
Somali-Halbinsel. Qp. 653. 655.
Soonwald. Mdia. 1168.
Sordawala. Finland. Dia. 1121.

Sorgenfri b. Christiania. Kers. 525.
Soulavac. Ariège. Per. 351.
South Brent. Devonsh. Kers. 1306.
South Mtn. Pa. Qp. 655.
South Park. Nev. Liptuff. 629.
Soyjoch. Ultenthal. Tirol. Diopt. 439.
Spahler Berg. Rhön. Bas. 1026.
Sparbrod. Rhön. Bas. 1026.
Sparhofer Küppel. Rhön. Bas. 1016.
Spechtshausen. Vit. 673. 694. 696. 699.
Spessart. Kers. 406. 510. 524. — Spes. 532.
Spessburg. Vog. Min. 508. 515.
Spielberg. Rhön. Bas. 1013.
Spielweg. Schwarzw. Qp. 646. 650.
Spiemont b. St. Wendel. Rheinpr. Pt. 959.
Spilukbach. Tirol. Dio. 232.
Spitz a. d. Donau. Kers. 526.
Spitzbergen. Dia. 1135.
Spitzberg b. Gottesgab. Erzgeb. Ne. 1258.
Sponda Sursess. Schweiz. Mdia. 1169.
Sponeck. Kaiserstuhl. Mon. 545. — Nbas. 1262.
Sporneiche b. Urberach. Hessen. Tra. 763.
Sprendlingen. Hessen-Darmst. Bas. 992. 1236.
Sproitz. Lausitz. Li. 1288.
Square Butte. Montana. Sy. 123. — Shon. 381.
Staadt Rheinpr. Dia.-Cont. 1177. 1178.
Staarwieserkopf b. Baumholder. Rheinpr. Mel. 1065.
Stadsberget. Schwed. Dio. 251.
Stadt Steinach. Fichtelgeb. Var. 1126. — Dia. 1136.
Stallegg. Oesterr. Sy. 118. — Min. 513.
Stalvedro. Schweiz. Per. 363.
Stammrod b. Harzgerade. Harz. Dia. 1130.
Star Hill Mine. Canada. Sy. 117.
Stark. N. H. Sy. 125.
Starkenbach. Bö. Mel. 1074.
Starkenbach. Vog. Per. 359.
Staufen. Hegau. Phon. 820.
Steben. Fichtelgeb. Prob. 1138.
Steffeln. Eifel. Lbastuff. 1239.
Steierdorf. Banat. Mel. 1076. — Pi. 1196.
Steige. Vog. Min. 515.
Steimel b. Nordhofen. Westerw. Bas. 1026.
Steimel b. Schameder. Westf. Qkertuff. 731.
Steinacher Joch. Brenner. Kers. 526.
Steinbach. Schwarzw. Qp. 645.
Steinbach. Fichtelgeb. Diopt. 443. — Var. 1129.
Steinberg b. Bräuna. Hessen. Bas.-Cont. 1031.
Steinbügel b. Schotten. Vogelsberg. Bastuff. 1043.
Steinbühl b. Weilburg. Bas.-Cont. 1034.
Steineck. Oesterr. Per. 364.
Steinegg. Oesterr. Diopt. 446. — Kers. 526.
Steinerne Hecke b. Bosen. Birkenfeld. Pt. 955.
Steinerne Mann b. Wolfstein. Pfalz. Pt. 950.
Steingrün. Kers. 522.
Steinheim. Bas. 1009.
Steinhöhe b. Seifen. Erzgeb. Ne. 1258.
Steinhübel b. Osterbrücken. Rheinpr. Pt. 959.
Steinige Tunguska. Sibirien. Ltp. 828. — Edia. 1150.
Steinsberg b. Weiler. Baden. Nbas. 1262.
Stellberg b. Waldsassen. Rhön. Phon. 809. — Nte. 1220.
Stempel b. Marburg. Bas. 1012. — Bas.-Cont. 1037.
Stenbrudsvand b. Christiania. Gr. 56.
Stengerts b. Aschaffenburg. Dio. 237. — Kers. 524.
Stenkilstorp. Schonen. Li. 1289.
Stenviken. Norw Sy.-Cont. 141.
Stenzelberg. Siebengeb. And. 867. 887.
Stephanshügel b Limburg. Nassau. Bas. 957. 1013.
Sternberg b. Gomadingen. Schwäb. Alb. Mbas. 1274.
Stewartstown. N. H. Dio. 244.
Stichill Hills. Schottl. Mel. 1071.
Stiebitz. Sachsen. Dia. 1109. — Prob. 1139.
Stinkingwater River. Ban. 1217.
Stirling. Schottl. Bas. 990.
Stockholm. Gr. 53. 74.
Stockö. Norw. Sy. 139. 140. — Elsy. 170.
Störzelberg b. Wolfstein. Pfalz. Dia. 1135.
Stollnbachswand b. Friedrichsroda. Thür. Pt. 956.
Stolpen. Sachsen. Bas. 986. 1002. 1011.
Stony Point. N. Y. Dio. 46. — Per. 351. 352.
Stopfelskuppe b. Eisenach. Ne. 1256. — Li. 1236. 1284. 1287.
Stoppelsberg b. Hünfeld. Rhön. Bas. 1016. — Bas.-Cont. 1031.
Stoppenberg b. Thale. Harz. Pi. 1194.
Store Bekkafjord. Norw. Gab. 293. 320.
Stormking Mtn. N. Y. Ess. 541.
Stornäset. Alnö. Tin. 482. — Aln. 547. 548. 549.
Storz b. Dersdorf. Rheinpr. Mel. 1074.
Strassbessenbach. Spessart. Kers. 524.
Strathblane. Schottl. Bas. 1013.
Streckewalde. Erzgeb. Vo. 530.
Strehla b. Riesa. Sachsen. Gr.-Cont. 93.

ılen. Gr. 37.
ıwalde. Lausitz. Prob. 1139.
tgasse b. Oberbergen. Kaiserstuhl.
'e. 1257.
gau. Schles. Bas. 999. 1011.
owitzer Berg. Bö. Nte. 1223.
nstad. Schwed. Mel. 1071.
ıchthal. Tirol. Per. 364.
lweissenburg. Ung. Dac. 840.
'els b. Plidar. Ung. And. 898.
ury. Canada. Gr. 46. — Dio. 265.
- Gab. 294.
frika. Dia. 1096. 1099. — Odia.
163.
Thür. Bas. 1013.
jelma. Norw. Dio. 241. — Gab. 330.
ıur Island. And. 905.
ıtra. Gr. 53. 55. 64. — Dio. 233.
38. 242. — Per. 350. — Diopt.
44. 452. — Dac. 841. 848. — And.
91. 902. — Bas. 1010. — Diap.
058. 1060. — Dia. 1143. 1144. 1150.
- Dia.-Cont. 1184.
alsören. Norw. Gab. 304.
River. Montana. Cpt. 543.
n Creek. Nev. And. 877.
stad. Norw. Qtin. 473.
tdal. Norw. Dio. 253.
hollar. Island. Lip. 591.
:t Grass Hills. Mont. Syp. 1305.
t's Creek. Victoria. Gr. 64. — Dio.
31. 257. — Per. 349.
rel Edge. Lake District. Engl. Dia.
136.
cuse. N. Y. Per. 358.
ert. Ural. Apl. 462.
vaskö. Ung. Per. 353.
ka. Dio. 262.
b. Ung. And. 889.
hi. Ung. Obs. 624.
ı Szamboko. Südafrika. Qp. 686.
ı Umboom. Südafrika. Qdia. 1144.
ı Umlutschue. Südafrika. Mel. 1074.
ırz. Thür. Orth. 781.
:rg. Schwed. Gab. 309.
ıma. And. 878.
:a. Gran Canaria. Au. 1291.
ıyr-Land. Sibirien. Tra. 768.
jaltú. Cauc. Bas. 984.
bach. Thür. Qp. 690.
mela. Finland. Gr. 66. — Mdia. 1168.
nenbergsthal. Erzgeb. Lamp. 527.
159.
ıwera. Neu-Seeland. Lip. 590. —
Bas. 989. 1018.
:ha. Sachsen. Qp. 653. 674.
fstein. Vogelsberg. Bas. 1016.
nus. Mdia. 1166.
po-See. Neu-Seeland. Bi. 627.
etsch. Schweiz. Gab. 330.
Tavolato b. Rom. Lte. 1207. 1212.
Tawajok. Kola. Tawit. 174.
Teesdale. Nordengl. Dia. 1113.
Teheran. Persien. Dio. 236.
Tejřov. Bö. Ker. 793. — Pt. 952. 963.
Tekut. Tripoli. Phon. 805. — Nbas. 1268.
Telemarken. Norw. Gab. 302.
Telkibanya. Ung. Lip. 594. 598. 603.
— Bi. 620.
Tempiuta. Nev. Liptuff. 628.
Tenerife. Elsy. 191. — Obs. 624. —
Phon. 803. 804. 809. 810. 819. 820.
822. 824. — Nte. 1219.
Tennberg. Dalarne. Schwed. Gr. 1297.
Tenoya. Canarien. And. 909.
Teolo. Euganäen. Tra. 742.
Tepla. Ung. And. 883.
Teplitz. Bö. Qp. 655.
Terceira. Tra. 769.
Ternuay. Saône. Prob. 1141.
Tesanica-Thal. Bosnien. Dio. 239.
Teschen. Oesterr.-Schles. Tesch. 1156.
Tetschen. Bö. Gr.-Cont. 91. — Vo. 531.
— Lmon. 545. — Mdia. 1169. —
Lte. 1214. — Nte. 1223.
Teufelsberg. Fichtelgeb. Spil. 1062.
Teufelskaute b. Dietesheim. Bas. 1017.
1023.
Tewan Mts. New Mexico. Lip. 572. 577.
— And. 891. — Bas. 1024.
Thaben. Rheinpr. Dia.-Cont. 1177. 1178.
Thal b. Eisenach. Qp. 652. 715.
Thalheim. Sachsen. Kers. 523.
Thalhorn b. Felleringen. Vog. Gr. 82.
Thallichtenberg. Rheinpr. Pt. 955.
Thanaton. Thessalien. Per. 371.
Tharand. Kers. 523 — Qp. 673.
Theley. Rheinpr. Mel. 1073.
Theodorshall. Rheinpr. Pt. 937.
Thera. Santorin. And. 902.
Thierathal b. Ilfeld. Pt. 940. 941. 955.
Thiézac. Cantal. Phon. 818. 820. —
Bas. 1011.
Tholey. Rheinpr. Mel. 1073.
Thorshavn. Färöer. Bas. 988.
Thousand Islands. Canada. Gab. 302.
Three Forks. Montana. And. 901.
Three Peaks. Montana. Ther. 376.
Thüringen. Kers. 522. 527.
Tiberias. Palästina. Bas. 996.
Tichlowitz. Bö. Syp. 429. — Mon. 545.
— Le. 1233.
Tiefenbach b. Wetzlar. Pi. 1194.
Tiefengrün. Fichtelgeb. Dia. 1137.
Tiflis. Lip. 574.
Tigsaluk Grönl. Cpt. 547.
Timor. Elsy. 191.
Tintagel. Cornwall. Dia. 1137.
Tirpersdorf. Sachsen. Gr.-Cont. 90.
Titisee. Schwarzw. Gp. 406.

Tjimai. Java. Diopt. 452.
Tjorr-Naj-Ladw. Kola. Elsy. 156.
Tjose-Aklungen. Norw. Söl. 475. 476.
Todos Santos-Bai. Cal. Bas. 1022.
Todtenbach. Erzgeb. Le. 1234.
Todtenköpfchen b. Gersfeld. Rhön. Bas. 1026.
Todtenköpfle. Stubach. Tirol. Per. 365.
Todtmoos. Schwarzw. Per. 358. 371. — Qp. 650.
Töll b. Meran. Diopt. 439.
Tölz b. Niemes. Bö. Nte. 1123.
Tönsberg. Norw. Sy. 114. 129. 130. — Rhp. 785.
Törtberg b. Christiania. Prob. 1141.
Tokaj. And. 888. 898. 901.
Tolcarn. Cornwall. Prob. 1142.
Tolcsva. Ung. Lip. 597. 598. — Obs. 624. 625.
Tolfa. Tra. 757.
Tolnsberg b. Gabel. Bö. Bas. 1011.
Tommelsbach b. Schirmeck. Vog. Min. 518.
Tonsenaas. Christiania. Gr. 56.
Toporuan-See. Neu-Seeland. Obs. 625.
Tormore. Arran. Vit. 702.
Torniella. Italien. Lip. 578. 579. 580. 588.
Toroczkó. Ung. Pt. 931. 956.
Torre de la Testa. Cabo de Gata. Lip. 574. 576. 592.
Torsåkers Kirka. Södermanland. Dia. 1121.
Toscanella. Bolsener See. Lte. 1212.
Totschilnaja. Ural. Apl. 462.
Tottijärvi. Finland. Dio 237.
Tour du Dormont. Var. And. 884.
Towie Wood. Schottl. Gab. 304.
Traisa. Hessen-Darmst. Bas. 1027. — Mel. 1074.
Trans Pecos. Texas. Gr. 58. — Lip. 572.
Transvaal. Elsy. 179. 191.
Trapezunt. Kleinasien. Lte. 1215. — Le. 1215. — Lbas. 1238.
Trautenstein b. Elbingerode. Harz. Syp. 422.
Traversella. Piemont. Dio. 236.
Treadwell Mine. Alaska. Gr. 47.
Trebitsch. Mähren. Kers. 526.
Trehkopf b. Oderen. Vog. Per. 363.
Treisa. Odenw. Gp. 406.
Treseburg. Harz. Dia.-Cont. 1176.
Tres Montanas. Canaria. And. 878. 910.
Tretto b. Schio. Pt. 939.
Trewern. Shropshire. Edia. 1149.
Triberg. Schwarzw. Gr. 45. — Gp. 406. 408. — Syp. 424. — Qp. 648. 671. 672.
Triebes. Thür. Pi. 1195.
Triebischthal. Sachsen. Vit. 696. — Pt. 942.
Trient. Schweiz. Gr. 46.
Tringenstein. Nassau. Pi. 1191. 1192.
Trippiti. Ischia. Tra. 754.
Tristan da Cunha. And. 892. — Bas. 1027.
Troas. Gr. 52. — And. 889. 891. — Bas. 1013.
Trogen. Fichtelgeb. Dia. 1136. — Pi. 1191.
Tromm. Odenw. Odinit 534.
Tromsö. Norw. Dio. 240.
Tronitz. Sachs. Sy. 120.
Trusenthal. Thüring. Gp. 415.
Tscharisch. Altai. Pt. 936.
Tschikisinta. Cauc. Tesch. 380.
Tuapaitsiait. Grönl. Sy. 127.
Tuc d'Ess. Frankr. Per. 362. 369.
Tucuman. Argent. Nbas. 1269.
Tüffer. Steiermark. Lip. 593.
Türkismühle. Birkenfeld. Pt. 965.
Tuft. Schwed. Sy. 126.
Tulcan. And. 900.
Tumbo-Inseln. Elsy. 179.
Tunguragua. And. 892. 900.
Tunugdliarfik. Elsy. 159. 188.
Turgojak. Ural. Sy. 128.
Turin. Var. 1126.
Turnback Mtn. Victoria. Bas. 1010.
Tusnad. Ung. And. 889. 891.
Tutvet. Norw. Bo. 469.
Twedestrand. Norw. Kers. 526.
Twin Mts. N. H. Qp. 655.
Tynemouth. Engl. Mel. 1057. 1075.
Tynewidd. Anglesey. Gab. 284 296.
Tyveholmen. Christiania. Rhp. 785. 788.
Uddeholmshyttan. Wermland. Dio. 242. 254.
Udenhain. Rhön. Bas. 1015.
Uebelberg. Thüring. Orth. 781.
Ueberroth. Mel. 1073. — Edia. 1150.
Ufirnthal. Schweiz. Dio. 232.
Ullernaas. Norw. Sy. 126.
Ullersdorf. Schlesien. Nbas. 1268.
Ullitz. Fichtelgeb. Pi. 1191.
Ulrichstein. Vogelsb. Lbas. 1236.
Ultenthal. Tirol. Per. 359. 361. 362. — Diopt. 439.
Ulven. Norw. Gr. 52.
Umkomate. Südafrika. Qdia. 1144.
Umptek. Kola. Sy. 123. — Elsy. 148. 151. 163. 165. 166. 167. 168. 173. 174. 192. 204. — Ther. 377. — Ij 377. 383. — Elp. 438. — Ting. 484. Pegm. 496. — Mon. 544.
Unalaschka. Liptuff. 628.
Unga. Kamtschatka. Perl. 622.
Unkel a. Rh. Bas. 1010. — Bas.-Cont. 1034.
Unkersdorf. Sachs. Pt. 945.
Untergsteier b. Meran. Diopt. 448.
Unterkotzau. Fichtelgeb. Dia. 1136.

ersberg. Thüring. Qp. 690.
rnivik. Grönl. Bas. 1022.
ala. Schwed. Gr. 34. 52. 56. — Sy. 111. — Diap. 1061.
ch. Schwäb. Alb. Nbas. 1262.
l. Diap. 1059. 1061. — Dia. 1104.
nienborg b. Christiania. Prob. 1141.
weli. Canc. Bas. 997.
ach. Vog. Kers. 522.
eis. Vog. Gp. 398. 408. — Spil. 1063.
eis b. Rappoltsweiler. Elsass. Nbas. 1262.
erg b. St. Blasien. Schwarzw. Min. 520.
ıia-See. Persien. Lbas. 1238.
prung b. Zwota. Sachs. Mbas. 1276.
veiler. Rheinpr. Mel. 1074.
uri. Bas. 1030.
ervik b. Tunaberg. Per. 354.
ılde Co. Texas. Nte. 1204. — Nbas. 1269.
iä-Kurkkio. Finland. Sy. 122.
ckerö b. Christiania. Syp. 426.
imäki. Finland. Per. 1301.
ırdalen. Norweg. Gab. 296.
ıille. Velay. Tra. 744.
ırn. Tirol. Dio. 232.
Bondol. Diopt. 442.
Canobbina. Per. 1302.
Cedeh. Diopt. 439.
d'Ajol. Vog. Gr. 52. — Dio. 218.
Daone. Dio. 260.
de Furnas. S Miguel. Tra. 769. 776.
de l'Enfer. Tra. 743. 753. 764.
di Scalve. Diopt. 442.
Dritta. Monte Baldo. Bas. 993.
Foppa. Adamello. Dio. 235.
Forno. Diopt. 439.
Gorgone. Val Sabbia. Pt. 943.
Mercanti Pt. 951.
Moja b. Edolo. Dio.-Cont. 260.
Sabbia. Alpen. Mel. 1074.
Savaranche. Piemont. Dio. 220. 221. 223. 227. 236.
Sesia. Per. 1302.
Valentino. Dio. 259.
Zuccanti. Südalpen. Mel. 1070.
dichiana. Toscana. Tesch. 1157.
entano. Ital. Lphon. 826.
gana. Lugano. Vit. 698.
le da Garganta. Elsy. 199.
lée de la Cour. Tra. 746. 764. 772.
lone di Pollena. Vesuv. Lte. 1211.
lone Piscinale. Vesuv. Lte. 1211.
pantena b. Verona. Bas. 1012.
s. Schweiz. Mdia. 1169.
verde. Portug. Qp. 678.
allo. Piemont. Gab. 304. — Per. 357.
angerfjord. Qdia. 1145.
ingskollen. Norw. Qtin. 473.
Vas Hegy. Ung. Bi. 626.
Vasvik. Norw. Syp. 430.
Vaugneray. Gr. 65.
Vaulry. Gr. 41. — Gp. 407.
Vaxsjö. Schonen. Li. 1289.
Veitlahm. Franken. Nbas. 1268.
Veitsteinbach. Rhön. Bas. 1001. 1027.
Velay. Phon. 804. 810. 814. 820. — Phontuff. 831. — And. 904. — Bas. 995. 996. — Bastuff. 1042.
Venezia-Rücken. Tirol. Diopt. 439.
Venjan-See. Schwed. Diopt. 444.
Ventotene. Bas. 1013. — Nte. 1225.
Vera. Gabo de Gata. And. 899.
Veragua. And. 904.
Verespatak. Ung. And. 864. 867. 888.
Verplanck-Point. N. Y. Dio. 233. — Gab. 305.
Vescemont. Vog. Orth. 782. — Pt. 961.
Vesle-Grube. Espedalen. Norw. Gab. 304.
Vesuv. Lte. 1205. 1206. 1210.
Vettakolln. Norw. Sy. 126. — Rhp. 785.
Vicdessos. Ariège. Per. 360. 362.
Victoria. Austral. Gr.-Cont. 93. — Dio. 240.
Vididalsá. Island. Bas. 988.
Vidoe b. Reikiavik. Island. Palag. 1038.
Viedena. Steiermark. And. 899.
Viejo Mts. Texas. Nte. 1226.
Vieska b. Glan. Ung. Bas. 1013.
Vihorlat-Gutin-Gebirge. Ung. And. 874.
Viksfjeld. Norw. Ess. 250.
Vildarthal. Tirol. Dio.-Cont. 267.
Villa Cova. Alemtejo. Dio. 242.
Villa do Bispo. Portug. Nbas. 1268.
Villefranque. Frankr. Dia.-Cont. 1181.
Vilstad. Schwed. Per. 351.
Vintl. Tirol. Diopt. 448.
Virginia City. Montana. Bas. 1024.
Virginia City. Nev. And. 895.
Virpazar. Montenegro. Orth. 784.
Virvik. Finland. Gr. 68.
Visegrad. Ung. Andtuff. 917.
Visz. Ung. Lip. 598.
Viterbo. Tra. 749. 755. 757. 766. 771. 773. — Lphon. 825.
Viti-Archipel. Elsy. 191. — Gab. 303. Orth. 781. — Andtuff. 917.
Viti-Levu. Dio. 238.
Vitos. Balkan. Dio. 239. — And. 870.
Vivara. Lphon. 827.
Vladaja-Rjeka. Balkan. Sy. 122.
Vlegyasza-Gebirge. Ung. Dac. 840. — And. 884.
Vockenhausen. Taunus. Mdia. 1168.
Vörsz. Ung. Lip. 598.
Vogelsberg. Bas. 985.
Vogesen. Gr. 49. 52. 58. — Sy. 121. — Dio. 222. — Per. 354. — Gp. 398. 406.

Vogtland. Dia. 1104.
Volcanello. And. 906. — Lte. 1213.
Volcano. Dac. 848. — And. 906. 912.
Volhynien. Gab. 284. 295.
Vollkranz. Oranje-Freistaat. Dia.-Cont. 1183.
Volpersdorf. Gab. 280. 296. 303. — Per. 353.
Volvic. Mt. Dore. And. 904.
Vorderheubach. Odenw. Qptuff. 726.
Vorderreuth. Fichtelgeb. Var. 1126.
Vormberg b. Ihringen. Kaiserstuhl. Lbas. 1236.
Wabern. Hessen-Darmst. Li. 1286.
Wacht b. Eulenbis. Pfalz. Pt. 965.
Wachtnitz. Sachsen. Vit. 696. — Qptuff. 728.
Wackenbach. Vog. Min. 510. 513. 520.
Wadi el Hateb. Qp. 652. 653.
Wächtersbach. Rhön. Bas. 1015.
Wällikallio. Finland. Qp. 649.
Wah-we-ah Range. Tra. 755.
Wairoa. Neu-Seeland. Obs. 622.
Waizen. Ung. And. 898.
Waldböckelheim. Rheinpr. Pt. 945.
Waldenburg. Qp. 673. — Pt. 955.
Walditz b. Kostálov. Bö. Mel. 1069.
Waldmichelbach. Kers. 515.
Waldshut. Schwarzwald. Gp. 408.
Waldstein. Gr. 41.
Walepachwarek. Kola. Apl. 464.
Wales. Qp. 690. 723. — Mdia. 1166.
Walkersdorf. Bas. 1027.
Walsch. Bö. Bas. 1008. 1026. — Lte. 1214.
Wartberg b. Selb. Fichtelgeb. Li. 1288.
Wartenberg b. Geisingen. Mbas. 1274.
Wartleite b. Köditz. Fichtelgeb. Dia. 1136.
Warwick. N. Y. Gr.-Cont. 96.
Warwickshire. Engl. Odia. 1160.
Washoe. Nev. Prop. 913. 914.
Waskowize. Volhynien. Volhynit. 454.
Wassarö. Schwed. Gr. 56.
Wasserburg. Vogesen. Gr. 41.
Watab. Minn. Gr. 52. — Dio. 242.
Watawa. Bayr. Wald. Gp. 411.
Watervalrivier. Südafrika. Dio. 218.
Waterville. N. H. Qp. 653.
Weberschwang. Fichtelgeb. Spil. 1062.
Weehawken. N. J. Edia. 1150. — Dia.-Cont. 1183.
Weesenstein. Sachsen. Gr.-Cont. 103.
Wegscheid. Vog. Qp. 683. 689.
Wehrathal. Schwarzwald. Gr. 52.
Weibern. Ltptuff. 830.
Weilburg. Nassau. Spil. 1062. — Odia. 1158. — Dia.-Cont. 1181.
Weiler b. Weissenburg. Diopt. 444. — Min. 508. 515. 518. 520.
Weiler-Thal. Vog. Min. 508. 520. — Dia. 1136.
Weinberg b. Weischlitz. Spil. 1062.
Weinheim. Odenw. Dio. 237.
Weiperfelde. Taunus. Bas. 1027.
Weiselberg b. Oberkirchen. Rheinpr. Pt. 954.
Weissenburg. Elsass. Min. 508. — Kers. 515.
Weissenkirchen. Per. 358.
Weisseritzthal. Sachsen. Vo. 530.
Weissig. Sachsen. Pt. 942.
Weitisberga. Vogtland. Gr.-Cont. 94. — Kers. 523.
Welschberg. Pfalz. Pt. 950.
Welschbruch b. Hohwald. Vo. 530.
Wendefurth. Harz. Gp. 400.
Wendenkopf. Odenw. Qp. 683. — Qptuff. 725. 726.
Wenkau. Sachsen. Qp. 690.
Wenneberg. Ries. Bas. 993.
Werdeck. Schlesien. Vo. 532.
Wermland. Schweden. Gab. 301. 314. 323. — Diopt. 444.
Wernigerode. Harz. Gp. 403. 406. — Syp. 418. 424. — Pt. 1059. — Dia.-Cont. 1183.
Werschweiler. Rheinpr. Pt. 959.
Weschnitz. Odenwald. Odinit. 534. 535.
Weseritz. Bö. Nte. 1223.
West Benan. Arran. Vit. 701.
West Point. N. Y. Mdia. 1164.
Westerburg. Nassau. Bas. 992. 1008.
Western Isles. Prop. 915.
Westerwald. Tra. 756. 763. 776. — Bas. 992.
Westmoreland. Engl. Min. 521. — Dia. 1135.
Westville. Sdia. 1148.
Wheal Tremaine. Cornwall. Gp. 401.
White Hills. Col. Lip. 580.
White Mts. N. H. Gr.-Cont. 105.
Whitehall. N. Y. Cpt. 541.
Whitehead Creek. Col. Bas. 1024.
Whitehead Peak. Tra. 755.
Whitelaw Hill. Schottl. Mel. 1075. — Pi. 1196.
Wiborg. Finland. Gr. 53.
Wichova. Bö. Mel. 1074.
Wichwitz. Bö. Lte. 1215.
Wickenstein b. Querbach. Schlesien. Ne. 1256.
Wicklow Co. Irland. Gr.-Cont. 93. — Dio. 243. 245. — Qker. 711. — Dia. 1137.
Widodarin. Java. And. 902.
Wiegersdorfer Thal. Ilfeld. Pt. 955. 956. — Mel.-Tuff 1077.
Wiersberg. Fichtelgeb. Prob. 1138.
Wihtis. Finland. Dia. 1121.

Wijnkoopsbai. Java. Palag. 1042.
Wildenfels b. Zwickau. Sachsen. Pt. 965.
Wildenstein b. Büdingen. Bas.-Cont. 1031.
Wildkaarboden. Tirol. Pt. 962.
Wildschapbach. Schwarzwald. Sy. 122.
Wildungen. Hessen. Dia. 1115.
Wilhelmsbad b. Hanau. Bas. 1009.
Wilhelmsleite. Thür. Pt. 942. 946.
Willenburg b. Schönau. Schles. Qp. 713.
Willmerich. Rheinpr. Dia. 240.
Wilmington. Delaware U. S. A. Gab. 294.
Wilnsdorf b. Siegen. Bas. 1011.
Wilsdruff. Sachsen. Pt. 942. 943.
Windgälle. Schweiz. Qp. 677. 721.
Windisch-Matrei. Per. 371.
Wingerhausen. Westf. Qker. 708.
Wingertsweiler. Pfalz. Mel. 1074.
Winkelbad. Rheinthal. Tirol. Dio.-Cont. 264.
Winnen. Hessen. Bas. 1008. 1013.
Winsweiler. Pfalz. Pt. 950.
Winterbach b. St. Wendel. Rheinpr. Pt. 959.
Winterberg. Harzburg. Gab. 286. 320.
Wipperfürth. Westf. Qker. 686. 709. 710.
Wippra. Harz. Mdia. 1166. 1168.
Wisconsin. Gr. 64. — Sy. 125.
Wissenbach. Nassau. Dia. 1134. — Pi. 1191.
Wital. Bö. Phon. 805.
Wittgensdorf. Sachsen. Sy. 121.
Witzenhausen. Hessen. Bas. 1008.
Wölferdingen. Nassau. And. 911.
Wojaleite. Bayern. Gab. 330.
Wolfgangsee b. Ischl. Gab. 296.
Wolf's Rock. Cornw. Phon. 802. 814.
Wolkenburg. Siebengeb. And. 887.
Wolkenstein. Erzgebirge. Vo. 530.
Wollenberg b. Wetter. Dia.-Cont. 1180.
Wonderfontein. Transvaal. Gp. 398.
Woolgommery. Victoria. Bas. 1009.
Wrangell. Irland. Alaska. Gr. 46.
Wrekin. Wales. Qp. 683. 688.
Wudjaur Tschorr. Kola. Elsy. 175.
Wuennumwum. Kola. Elsy. 175.
Würdinghausen. Westf. Qker. 708.
Wüstewaltersdorf. Schlesien. Kers. 525.
Wurlitz. Gab. 283. 289. 330.
Wurzbach. Fichtelgeb. Kers. 523.
Wurzen. Sachsen. Gp. 412. — Qp. 653. 674.
Xerez de la Frontera. Spanien. Oph. 1154.
Xiririca. Bras. Elsy. 147. 155. 179. 181. 191. — Lte. 1216.
Xonrupt b. Gerardmer. Vog. Gp. 403. 408.
Yellowstone National Park. Lip. 580. 593. — Obs. 1217.
Ynfiesto. Asturien. Diopt. 452.
Yogo Peak. Mont. Sy. 1299.
York River. Canada. Elsy. 188.
Yorkshire. Engl. Min. 521.
Yosemite-Thal. Cal. Dio. 236.
Youm Bournoum. Anatolien. And. 904.
Yporanga. Brasil. Syp. 429. — Li. 1290.
Ytterö. Norw. Gab. 327.
Yukon District. Canada. Gr. 49.
Zachengraben b. Graz. Spil. 1064.
Zalas b. Krakau. Orth. 784.
Zár. Bö. Mel. 1069.
Zantig b. Tetschen. Bö. Bas. 984.
Zdabor. Bö. Dio. 222.
Zeidua. Biscaya. Nte. 1226.
Zell a. H. Schwarzwald. Sy. 117.
Zermanitz. Oest.-Schles. Tesch. 1156.
Zettelstadt. Schwäb. Alb. Mbas. 1274.
Ziegenberg b. Nesteritz. Bö. Lmon. 545. — Phon. 805.
Zinken. Schwarzw. Sy. 121.
Zinnwald. Gr. 66. 84.
Zirolberg b. Oberwiesenthal. Erzgeb. Ne. 1257.
Ziteil Kapelle. Schweiz. Mdia. 1169.
Zittau. Phon. 805. 816.
Zoronino. Balkan. Dia. 1121.
Zschopau. Kers. 523.
Zufallspitze. Diopt. 439. 440.
Zwart-Koppies. Transvaal. Elsy. 155. 179. — Gab. 284.
Zwickau. Sachsen. Pt. 965. — Mel. 1056. 1069.
Zwieselstein. Diopt. 442.
Zwingenberg. Odenwald. Mal. 491. 496. — Vo. 531.
Zwölferspitz. Tirol. Pt. 962.

Sach-Register.

Aasbydiabas 1160.
Absarokit 1216.
Adinole 1171. 1172.
Aegirin-Arfvedsonit-Phonolith 1307.
Aegirinaugit-Syenit 1300.
Aegirin-Biotit-Sölvsbergit 476.
Aegirinbostonit 472.
Aegirinditroitschiefer 171.
Aegiringranit 60.
Aegirinsyenit 127.
Aegirintrachyt 770.
Agglomeratlava 822.
Åkerit 126.
Åkeritporphyr 426.
Åkmittrachyt 476. 769.
Ålandsgranit 54.
Ålandsgranophyr 55.
Ålandsrapakiwi 53.
Alkaligranitit 56. 1297.
Alkalisyenitporphyr 425.
Allalinit 328.
Allalinitschiefer 329.
Allgovit 1090. 1120.
Alnöit 547. 1306.
Alsbachit 410.
Amphibolandesit 882.
  pyroxenfrei 882.
  pyroxenführend 886.
Amphibol-Biotit-Camptonit 540.
Amphibol-Biotit-Monchiquit 540.
Amphibolcamptonit 540.
Amphibolfels 239.
Amphibolfoyait 191.
Amphibolgranit 58.
Amphibolgranitit 52.
Amphibolit 263.
Amphibolitische Schiefer 1165.
Amphibol-Limburgit 1290.
Amphibolmonchiquit 540.
Amphibololith 369.
Amphibolorthophyr 781.
Amphibolperidotit 348. 1302.
Amphibolpikrit 350.
Amphibolporphyr 439.
Amphibolvogesit 529.
Amygdalophyr 942.
Analcimbasalt 543.
Analcimdiabas 1304.
Analcimit 1008.
Anamesit 1003.
Andalusitglimmerfels 96.
Andalusithornfels 93.
Andendiorit 243.
Andengranit 52.
Andesite 850.
  ältere Ausscheidungen in 892. 902.
  Classification der 861. 881.
  Definition der 861.
  Einchlüsse in 890. 903. 917.
  Lamprophyrische Ausbildung in 892.
  Literatur der 850.
  Mineralbestand der 862.
    Amphibol in 870.
    Apatit in 876.
    Augit in 873.
    Biotit in 869.
    Cordierit in 877.
    Eisenerze in 876.
    Feldspath der Grundmasse in 868.
    Granat in 877.
    Grundmasse der 879.
    Hauyn in 877.
    Hypersthen in 873.
    Nephelin in 879.
    Olivin in 878.
    Orthit in 879.
    Plagioklas in 862.
    Quarz in 879.
    Rutil in 879.
    Sanidin in 868.
    Titanit in 878.
    Tridymit in 878.
    Zirkon in 876.
  propylitische Facies der 873. 913.
  Structur der 881. 897.
    dioritporphyritische 884.
    hyalopilitische 885. 888.
    mikrofelsitische 884.

pilotaxitische 885. 888.
trachytische 883.
vitrophyrische 890.
Tuffe der 917.
Andesitbasalt 1014.
Andesittuff 917.
Ankeritthonschiefer 1186.
Anorthitfels 1020. 1248.
Anorthitlava 902.
Anorthosit 295. 301. 306.
Anthophyllitschiefer 138.
Antigoritserpentin 364.
Apachit 823.
Aplit 459.
Structur des 461.
Aplit der foyaitischen Tiefengesteine 464.
Aplitische Ganggesteine 456.
Literatur der 456.
Arfvedsonitgranit 59.
Arfvedsonitsölovbergit 477.
Arfvedsonittrachyt 770.
Aschaffit 524.
Augitandesit 903.
Augitaugen 1010.
Augitdiorit 241.
olivinführend 243.
Augitit 544. 956. 1281. 1290.
Augitgabbro 297. 299.
Augitglimmertrachyt 764.
Augitminette 520.
Augitnorit 305.
Augitorthophyr 781. 793.
Augitporphyr 1060.
Augitporphyrit 952.
Augitpropylit 914.
Augitschiefer 1168.
Augitsyenit 124.
Augitsyenitporphyr 1305.
Augitteschenit 1303.
Augittrachyt 759. 763. 773.
Augitvogesit 529.
Ausbildungsformen der Gesteinsgemengtheile 12.
Axiolith 597.

Banakit 1217.
Banatit 244. 262.
Basalte 967.
Classification der 1014.
eigentlicher Basalt 1018.
eisenführender Basalt 1019.
Graphitbasalt 1022.
Hornblendebasalt 1026.
Hyalobasalt 1028.
Hypersthenbasalt 1022.
olivinfreier Basalt 1016.
Quarzbasalt 1023.
Contactwirkungen der 1030.
Definition der 979.
Literatur der 967.
Mineralbestand der 981.
Augit in 987.
Basis in 1001.
Biotit in 993.
Bronzit in 991.
Eisenglanz in 999.
Ged. Eisen in 998.
Graphit in 998.
Hauyn in 999.
Hornblende in 991.
Hypersthen in 991.
Ilmenit in 997.
Leucit in 987.
Magnetit in 997.
Nephelin in 986.
Olivin in 993.
Olivinknollen in 1000.
Perowskit in 999.
Plagioklas in 982.
Pseudobrookit in 999.
Rutil in 999.
Sanidin in 985.
Spinellide in 999.
Structur der 1002.
glomeroporphyritische 1013.
holokrystallin-porphyrische 1010.
hypidiomorph-körnige 1007.
hypokrystallin-porphyrische 1012.
intersertale 1008.
ophitische 1009.
vitroporphyrische 1013.
Structurtypen der 1007.
augititischer 1011.
Gethürmser 1012.
Löwenberg 1007.
Meissner 1009.
pilotaxitischer 1011.
siebengebirgischer 1011.
vitrophyrischer 1027.
Tuffe der 1038.
Basalt Sandberger 1015.
Basalte andésitique 1015.
des plateaux 1015.
doléritique 1015.
labradorique 1015.
Basaltgläser 1028.
Basalttuffe 1038.
Basanit 1198.
Basanitoid 1221.
Basis 559.
Beerbachit 491. 1306.
Belonosphärit 681.
Beresit 462.
Besimaudit 722.
Bienenwabenstructur 100.
Bimsstein 621.
Biotitandesit 882.
Biotit-Augit-Gabbro 297.
Biotitcamptonit 540.
Biotitfoyait 191.

Biotit-Hypersthen-Trachyt 771.
Biotitmonchiquit 540.
Biotitorthophyr 781.
Biotitperidotit 345. 1302.
Biotitschiefer 138.
Blatterstein 1061.
Blaviérite 419.
Bodegang 413.
Boninit 903.
Borolanit 193.
Borolanitporphyr 435.
Bostonit 467. 759.
Bostonitporphyr 425. 1305.
Bronzitgabbro 304.
Bronzitit 369.
Buchonit 1219.
Bunker Andesite 895.

Camptonit 524. 533. 535. 1306.
  Literatur über 498.
  Mineralbestand des 538.
    Amphibol in 538.
    Feldspath in 539.
    Glimmer in 538.
    Olivin in 539.
    Pyroxen in 539.
  Structur der 537.
Cancrinit-Aegirin-Syenit 173.
Cancrinitsyenit 163. 1301.
Carmeloit 906.
Chiastolithschiefer 90.
Chloritfels 366.
Chloritischer Amphibolit 1165.
Chloritischer Schiefer 1166.
Chlorogrisonit 1169.
Chlorophyr 445.
Chloropit 1104.
Chloropitschiefer 1187.
Cinérite 831.
Clinkstone basalt 1018.
Comendit 612.
Contactamphibolgneiss 264.
Contactgneiss 259. 261.
Contactglimmerschiefer 259. 261.
Contactmarmor 261.
Contactmetamorphose, normale
  der Augitporphyrite 103. 139.
  der Brauneisenlager 101.
  der Diabase 101. 204. 258.
  der Diabastuffe 103. 138. 204.
  der Granite 1035. 1184.
  der Grauwacken 99. 204. 258.
  der Gneisse 88. 137. 204.
  der Kalksteine 96. 137. 138. 205. 206. 260. 262. 266. 335. 829. 1031. 1178. 1181. 1183.
  der krystallinen Schiefer 87. 262. 335.
  der Lydite 99.
  der Melaphyre 204. 334.
  der Sandsteine 97. 204. 206. 258. 259. 260. 1031. 1181. 1183.
  der Thonschiefer 88. 138. 205. 206. 258. 259. 266. 829. 1034. 1171. 1182. 1183.
  pneumatolytische 104.
Contactpyroxenit 264.
Contactsandstein 260.
Cordierithornfels 259.
Cordieritliparit 579. 589.
Cornubianitgneiss 95.
Corrosionszonen 315.
Cortlandtit 352.
Cucalit 1169.
Cumulit 681.
Cuselit 958.

Dacite 833.
  andesitische 841.
  Classification der 839.
  Definition der 835.
  Literatur der 833.
  Mineralbestand der 837.
  Propylitischer Habitus der 839.
  Structur der 839.
  Tuffe der 917.
Dacit, holokrystalliner 450.
Dacittuff 917.
Desmosit 1171. 1174.
Diabantachronnyn 1104.
Diabase 1078.
  Classification der 1131.
  Contactmetamorphose an 1170.
    Hornschiefer-Contacthöfe 1179.
    Spilosit-Adinol-Contacthöfe 1171.
  Definition der 1094.
  Facies der 1117.
  Literatur der 1078.
  Metamorphose der 1163.
  Mineralbestand der 1093.
    Amphibol in 1109.
    Augit in 1100.
    Apatit in 1113.
    Biotit in 1110.
    Bronzit in 1110.
    Chloritischer Gemengtheil in 1102.
    Eisenerz in 1112.
    Granat in 1113.
    Olivin in 1111.
    Pyrit in 1113.
    „Salit“ in 1108.
    Titanit in 1113.
    Zirkon in 1113.
  Structurformen der 1114.
    diabasisch-körnige 1114.
    hypidiomorph-körnige 1116.
    intersertale 1117.
    kataklastische 1130.
    ophitische 1114.
    porphyrische 1117.

spilitische 1117.
variolitische 1118.
vitrophyrische 1120.
Tuffe der 1185.
Typen der 1131.
Aasbydiabas 1160.
eigentlicher Diabas 1132.
Enstatitdiabas 1148.
Epidiorit 1136.
Flaserdiabas 1165.
Helleforsdiabas 1160.
Hunnediabas 1146.
Kinnediabas 1160.
Kongadiabas 1144.
Leukophyr 1136.
Olivindiabas 1157. 1307.
Ophit 1150.
Ottfjälldiabas 1161.
Proterobas 1138.
Quarzdiabas 1143.
Salitdiabas 1146.
Särnadiabas 1161.
Teschenit 1156.
Diabas, dichter 1061.
Diabasdiorit 535.
Diabashornfels 102. 258.
Diabaskersantit 1159.
Diabasmandelstein 1061.
Diabasporphyrit 1058.
Diabasschiefer 1167.
Diabastuff 1185.
Diallagaplit 1306.
Diallagit 369.
Diallagitserpentin 370.
Diopsidgranit 59.
Diopsidit 369.
Diorite 207. 896.
Classification der 228.
Contactphänomene der 257.
Facies der
Aplitfacies 257.
Grünsteinfacies 217. 239.
Literatur der 207.
Mineralbestand der 213.
Albit in 218.
Amphibol in 221.
Biotit in 220.
Eisenerze in 226.
Granat in 227.
Mikroklin in 219.
Orthoklas in 219.
Orthit in 227.
Plagioklas in 213.
Pyroxen in 225.
rhombischer in 225.
Quarz in 226.
Titanit in 227.
Structur der 251.
kataklastische 256.
kuglige 252.
miarolitische 254.
porphyrische 255.
Dioritaplit 464.
Dioritporphyrit 436.
Literatur des 389.
Ditroit 145.
Ditroit Brögger 170.
Dolerit 1003.
Dolerit Sandberger 1015.
Domit 743. 744. 745. 747. 761. 764.
Drusengranit 67.
Dunit 363.
Contactbildungen des 366.
Durbachit 65. 117.

Egeranfels 265.
Ehrwaldit 547.
Eisenbasalt 1022.
Eklogit 265.
Elaeolithfelsit 433.
Elaeolith-Glimmer-Syenit 183.
Elaeolith-Granat-Porphyr 433.
Elaeolithporphyr 431.
Elaeolithsyenite und Leucitsyenite 144. 1301.
Classification der 169.
Contactphänomene an den 202.
Grenzbildungen der 190.
Literatur der 144.
Mineralbestand der 146.
Aegirin in 155.
Aegirinaugit in 155.
Ainigmatit in 168.
Akmit in 156.
Albit in 151.
Anorthoklas in 151.
Apatit in 161.
Arfvedsonit in 159.
Astrophyllit in 166.
Biotit in 160.
Calcit in 169.
Cancrinit in 163.
Diopsid in 155.
Eisenerze in 161.
Elaeolith in 152.
Eudialyt in 164.
Eukolit in 164.
Fluorit in 168.
Granat in 168.
Hornblende in 158.
Laavenit in 167.
Lamprophyllit in 166.
Leucit in 154.
Malakolith in 155.
Mikroklin in 148.
Mikroklinkryptoperthit in 148.
Mikroklinmikroperthit in 148.
Mikroperthit in 147.
Mosandrit in 167.
Natronorthoklas in 147.

Nephelin in 152.
Nosean in 162.
Olivin in 169. 170.
Orthoklas in 146.
Perowskit in 168.
Plagioklas in 151.
Pyrochlor in 168.
Rinkit in 168.
Skapolith in 166.
Sodalith in 162.
Titanaugit in 157.
Titanit in 166.
Zirkon in 162.
Spaltungsgesteine der 192.
Structur der 194.
granitoide 197.
trachytoide 198.
porphyrische 199.
pegmatitische 200.
fluidale 200.
kataklastische 201.
Typen der
Beemervilletypus 192.
Chibinätypus 175.
Chibinätypus Ramsay 175.
Covetypus (J. Fr. Williams) 183.
DiamondJoe-Typus(J.Fr.Williams) 183.
Foyaittypus 191.
Laurdalittypus 169.
Litchfieldittypus 192.
Lujaurittypus 192.
Ridgetypus (J. Fr. Williams) 183.
Tawittypus 192.
Elaeolith-Syenit-Pegmatit 496.
Elvan 415.
Endogene Einschlüsse 1254.
Enstatitdiabas 1148.
Enstatitfels 297.
Enstatitgranit 60.
Enstatitporphyrit 947.
Epidiorit 1136.
Ergussgesteine 551.
holokrystallin-porphyrische Structur der 557.
hypokrystallin-porphyrische Structur der 557.
mineralogische Entwicklung der 555.
neovulkanische 560.
palaeovulkanische 559.
vitrophyrische Structur der 557.
Essexit 245. 1301.
Eudialytlujaurit 174.
Eudialytsyenit 164.
Eukrit 324.
Eulysit 354.

Feldspathbasalt Bořicky 1014.
Feldspathhornfels 94.
Feldspath-Sphärokrystalle 598.
Feldstein 267.
Felsodacit 840.
Felsokeratophyr 709.
Felsoliparit 593.
Felsonevadit 589.
Felsophyr 678.
Felsosphärit 681.
Ferrit 666.
Flaserdiabas 1165.
Fleckgneiss 258.
Forellenstein 295. 302.
Forellenstein-Allalinit 328.
Fourchit 543.
Foyait 145.
Foyait Blum 177.
Foyait Brögger 171.
Fruchtgneiss 95.

Gabbro und Norite 269. 1301.
Apatitführung der 331.
Classification der 295.
Contactphänomene an 333.
Eisenerzmassen in 295. 299. 309.
Eklogitfacies von 328.
Literatur der 269.
Metamorphose der 320.
Mineralbestand der 277.
Amphibol in 290.
Apatit in 294.
Bronzit in 289.
Diallag in 284.
Eisenerze in 292.
Ged. Eisen in 293.
Glimmer in 291.
Granat in 295.
Graphit in 292.
Hypersthen in 289.
Magnetkies in 293.
Olivin in 291.
Orthoklas in 283.
Plagioklas in 278.
Quarz in 294.
Spinell in 293.
Zirkon in 294.
Structur der 311.
aplitische 317.
Diabasstructur 313.
fluidale 317.
hyperitische 314.
kelyphitische 314.
Kugelstructur 319.
Parallelstructur 317.
porphyrische 313.
Gabbroamphibolit 325.
Gabbrodiorit 300. 322.
gefleckter 331.
Gabbrogranit 53. 58.
Gabbropegmatit 497. 1301.
Gabbroporphyrit 455. 1305.
Gadriolit 1169.

Ganggesteine 386.
aplitische 456.
granitporphyrische 389.
lamprophyrische 498.
pegmatitische 492.
Gangmelaphyr 529.
des Harzes 1058.
Garganit 532.
Gemischte Gänge 136. 415. 701. 1304.
Gieseckitporphyr 432.
Glasbasalt 1289.
Glasiger Trapp 1057. 1121.
Glaskugeln 602.
Glimmerandesit 882.
pyroxenfrei 882.
pyroxenführend 886.
Glimmerarmer Augitkersantit 958.
Glimmerdiorit 232.
Glimmerdioritporphyrit 446.
Glimmergabbro 309.
Glimmer-Hypersthen-Diorit 233.
Glimmermalchit 491.
Glimmernorit 305.
Glimmerpikrophyr 521.
Glimmerporphyr 942.
Glimmerporphyrit 940.
Glimmersyenit 116. 1298.
augitführender 130.
Glimmersyenitporphyr 424.
Glimmertinguait 479. 481.
Glimmertrachyt 764. 1305.
Glimmervitrophyrit 938.
Globosphärit 681.
Granatporphyrit 442.
Granitische Gesteine 15.
Classification der 47.
Contactmetamorphose an den 85.
Faciesbildungen der 61. 1297.
basische Randzonen der 65.
saure Randzonen der 65.
pneumatolytische Facies der 82.
Literatur der 15.
Magmenentwicklung der 61.
Magmenspaltung der 63.
Metamorphosen in 81.
Mineralbestand der 31.
Aegirin in 43.
Akmit in 43.
Albit in 38.
Anatas in 46.
Andalusit in 46.
Andesin in 38.
Anorthoklas in 38.
Apatit in 44.
Augit in 43.
Biotit in 39.
Brookit in 46.
Cassiterit in 45.
Cordierit in 45.
Diopsid in 43.
Eisenglanz in 44.
Fluorit in 46.
Granat in 46.
Hornblende in 42.
Ilmenit in 44.
Lepidolith in 42.
Lithionit in 41.
Magnetit in 44.
Malakolith in 43.
Mikroklin in 37.
Monazit in 46.
Muscovit in 42.
Oligoklas in 38.
Orthit in 45.
Orthoklas in 34.
Pyrit in 47.
Quarz in 31.
Riebeckit in 43.
Sillimanit in 46.
Spinell in 46.
Titanit in 45.
Topas in 45.
Turmalin in 44.
Wolframit in 46.
Zirkon in 44.
Structur der 66.
fluidale 76.
kataklastische 78.
kuglige 68. 1297.
Mörtelstructur 80.
porphyrische 75.
Granitit 51.
Granitporphyre 396.
Contactmetamorphose der 418.
Dynamometamorphose der 411.
Literatur der 389.
Mineralbestand der 397.
accessorische Gemengtheile in 406.
Amphibol in 398.
Biotit in 397.
Feldspath in 399.
Grundmasse der 402.
Muscovit in 398.
Pyroxen in 398.
Quarz in 400.
Structur der 403.
Granitporphyrische Ganggesteine 389.
Literatur der 389.
Granodiorit 237.
Granophyr 406. 590. 674.
natronreicher 414.
Granosphärit 681.
Graphitbasalt 1022.
Graphitquarzit 258. 263.
Graphitschiefer 258.
Greisen 83.
Grödener Sandstein 260.
Grorudit 473.
Grünschiefer 1165.

Hagagranit 54.
Harzburgit 355. 1302.
Hauynandesit 909.
Hauynophyr 1259.
Hauyntachylyt 1291.
Hauyntephrit 1224.
Hauyntrachyt 768.
Hedrumit 130.
Helleforsdiabas 1160.
Hemithrene 244.
Hornblende-Akerit 126.
Hornblende-Andesit 882.
Hornblendebasalt 1022.
Hornblendediabas 1071.
Hornblendefels 370.
Hornblendegabbro 308.
Hornblendegranitporphyr 415.
Hornblendekersantit 533. 534.
Hornblendeminette 520.
Hornblendephonolith 811.
Hornblendepropylit 914.
Hornblendeschiefer 138.
Hornblendesericitschiefer 1168.
Hornblendesyenitporphyr 421. 423.
Hornblendit 233. 239. 251. 343. 369.
Hornfels 93.
schiefriger 96.
Hornschiefer 1179.
Hunnediabas 1146.
Hyaloandesit 911.
Hyalobasalt 1028.
Hyalodacit 844.
Hyalodiabas 1121.
Hyalomelan 1028. 1262.
Hyalomelaphyr 1121.
Hyalonevadit 587.
Hyalophonolith 824.
Hyalotrachyt 773.
Hydrotachylyt 1262.
Hyperit 301. 314. 322.
Hyperitamphibolit 323.
Hyperit-Diorit 322.
Hypersthen-Akerit 126.
Hypersthen-Andesit 894.
Hypersthenbasalt 1022.
Hypersthendiorit 232.
Hypersthengabbro 300.
Hypersthenit 303. 369.
Hypersthentrachyt 772.
Hypholith 1169.
Hysterobas 529.

Iddingsit 963. 1055.
Ijolith 382.
Ilmenit-Enstatitit 310.
Imandrit 204.
Isenit 911.

Jacupirangit 181.
Jernagranit 53. 58.

Kalikeratophyr 791. 793.
Kalkdiabas 1061.
Kalkgranit 56.
Kalksilikatfels 264.
Kalksilikathornfels 97. 258. 264.
Kataphorittrachyt 769.
Keratophyr 706. 744. 789.
Kersantite 506. 521. 1306.
Contactwirkungen der 527.
Literatur über 498.
Mineralbestand der 507.
Amphibol in 509.
Augit in 510.
Bronzit in 511.
Calcit in 516.
Cordierit in 515.
Feldspath in 513.
Glimmer in 507.
Olivin in 515.
Pilit in 515.
Quarz in 514.
Structur der 516.
fluidale 519.
kuglige 518.
panidiomorph-körnige 516.
porphyrische 517.
Kersantite quartzifère récente 452.
Kersanton 521.
Kimberlit 347. 1197.
Kinnediabas 1160.
Klastoporphyroid 728. 733.
Knotenglimmerschiefer 91.
Knotenthonschiefer 90.
Kongadiabas 1144.
Krablit 591.
Krystallporphyr 704.
Kugeldiorit 252.
Kugelgabbro 319.
Kugelgranit 68. 1297.
Kugelpechstein 696.
Kugelporphyr 684.

Laacher See-Trachyt 768.
Labradorfels 295. 308. 455.
Labradorporphyrit 959.
Lahnporphyr 794.
Lamprophyllit-Lujaurit 174.
Lamprophyre 498.
Definition der 504.
Literatur der 498.
Laurdalit 169.
Laurvikit 129.
Lenneporphyr 707. 723.
Leptynolith 95.
Lestiwarit 464.
Leucitbasalt 1234. 1308.
Leucitbasanit 1210.
Leucitcamptonit 541. 543.
Leucitgesteine 1228.
Literatur der 1228.

Mineralbestand der 1230.
Structur der 1232.
Leucitit 1232. 1308.
Leucitmonchiquit 545.
Leucitnephelinitinguáitporphyr 486.
Leucitoidbasalt 1232.
Leucitophyr 799. 825. 827.
Leucitophyr Bořicky 1237.
Leucitophyrtuff 830.
Leucitphonolith 825.
Leucitporphyr 431. 434.
Leucitsyenit 144. 192.
Leucittephrit 1210.
Leucittinguáit 478.
Leucittinguáitporphyr 1306.
Leucittrachyt 800. 825.
Leukophyr 1136.
Lherzolith 358. 1302.
Liebeneritporphyr 431.
Limburgite und Augitite 1278.
Literatur der 1278.
Mineralbestand der 1282.
Structur der 1285.
Limburgit 1074.
Limburgit der ersten und zweiten Art 1281.
Lindöit 469.
Lindöitporphyr 426.
Liparit 591.
von Island 606.
Liparite und Pantellerite 564.
Classification der 585.
Literatur über 564.
Mineralbestand der 569.
Aegirin in 578.
Amphibol in 577.
Anorthoklas in 574.
Augit in 578.
Biotit in 576.
Bronzit in 578.
Cordierit in 579.
Glasbasis in 582. 603.
Granat in 580.
Grundmasse in 581.
Hypersthen in 579.
Mikrofelsit in 583. 594.
Mikroperthit in 574.
Olivin in 579. 580.
Plagioklas in 574.
Quarz in 575. 580. 581.
Sanidin in 571. 581.
Titanit in 579.
Topas in 580.
Tridymit in 582.
Turmalin in 580.
Structur der 585.
durchflochtene 605.
fluidale 604.
granophyrische 590. 607.
holokrystallin-porphyrische 587. 592.
mikrofelsitische 593.
sphärolithische 604.
trachytische 607.
Tuffe der 627. 1307.
Liparitbimsstein 625.
Liparitgläser 614.
Liparitobsidian 622.
Liparitpechstein 615.
Liparitperlit 618.
Liparittuff 627. 1307.
Litchfieldit 186.
Lithionitgranit 50.
Lithionitgranitit 51.
Lithoidit 586.
Lithophysen 599.
Luciit 490.
Lujaurit 174.
Luxullianit 50. 82.

Magma 559.
Magmabasalt 1281.
dunkler 1284.
lichter 1284.
Magnetitolivinit 309. 1301.
Magnetitspinellit 310.
Malakolithfels 265.
Malakolithgranit 59.
Malchit 488. 1306.
Malignit 1303.
Melaphyre 1044.
Classification der 1058.
Contactmetamorphosen an 1170.
Definition der 1050.
Literatur der 1044.
Metamorphose der 1163.
Mineralbestand der 1050.
Amphibol in 1056.
Augit in 1053.
Basis in 1056.
Biotit in 1056.
Bronzit in 1056.
Olivin in 1054.
Plagioklas in 1052.
Quarz in 1056.
Structur der 1058.
Tuffe der 1076.
Typen der 1058.
diabasischer 1072.
diabasporphyritischer 1058.
navitischer 1069.
spilitischer 1061.
tholeiitischer 1071.
Melaphyr sensu stricto 1065.
Melaphyrbasalt 1014.
Melaphyrporphyr 1060.
Melaphyrtuff 1076.
Melilithbasalt 547. 1271.
Literatur des 1271.
Mineralbestand des 1272.
Structur des 1273.

Mesokeratophyr 794.
Mesoliparit 712.
Miascit 145. 178. 191.
Mijakit 906.
Mikrodiorit 442. 533.
Mikrofelsitcumulosphärite 595.
Mikrofelsitsphärolithe 595.
Mikrogranit 670.
Minette 520.
  Contactwirkungen der 527.
  Literatur über 498.
  Mineralbestand der 507.
    Amphibol in 509.
    Arfvedsonit in 510.
    Augit in 510.
    Calcit in 516.
    Feldspath in 512.
    Glimmer in 507.
    Olivin in 515.
    Pilit in 515.
    Quarz in 514.
  Structur der 516.
    fluidale 519.
    kuglige 518.
    panidiomorph-körnige 516.
    porphyrische 517.
Monchiquit 537.
  Literatur über 498.
  Mineralbestand des 538.
    Amphibol in 538.
    Feldspath in 539.
    Glimmer in 538.
    Grundmasse in 539.
    Olivin in 539.
    Pyroxen in 539.
Monzonit 124. 1299.

Nadeldiorit 444.
Närsnärsporphyr 788.
Natrongranit 59.
Navit 963.
Nephelinanamesit 1267.
Nephelinaplit 465.
Nephelinbasalt 1245. 1255. 1261. 1308.
Nephelinbasanit 1218. 1308.
Nephelindolerit 1254. 1255.
Nephelinfels 1245.
Nephelingesteine 1240.
  Classification der 1255.
  Contactwirkungen der 1269.
  Literatur der 1240.
  Mineralbestand der 1245.
    Amphibol in 1250.
    Apatit in 1251.
    Augit in 1248.
    Biotit in 1249.
    Eisenerz in 1250.
    Leucit in 1247.
    Nephelin in 1246.
    Olivin in 1250.
    Sanidin in 1247.
    Sodalith in 1248.
  Structur der 1251.
Nephelinit 1245. 1255. 1308.
  basaltischer 1258.
  doleritischer 1255.
  phonolithischer 1260.
Nephelinit Bořicky 1255.
Nephelinitoid 1247. 1255. 1266.
Nephelinpikrit 1275.
Nephelinporphyr 433. 485.
Nephelinrhombenporphyr 430.
Nephelintephrit 1218.
  andesitischer 1223.
  basaltoider 1218.
  phonolithoider 1218.
Nevadit 586.
Nonesit 951.
Nordmarkit 56.
Norit 295. 303.
Noseanit 1255. 1267.
Noseanphonolith 799.
Noseantrachyt 768.

Obsidian 622.
  schillernder 623. 625.
  sphärolithischer 625.
Odinit 534.
Öjediabas 1062.
Oligoklasit 297.
Olivindiabas 1157. 1307.
Olivinfels 358.
Olivingabbro 302.
Olivingabbrodiabas 250.
Olivinit 350.
Olivinkersantit 525.
Olivinnorit 303.
Olivinproterobas 547.
Olivintholeiit 1073.
Olivinweiselbergit 954.
Opacit 666.
Ophit 1150.
Orbit 490.
Ornithophthalm 830.
Ornöit 240.
Orthophyr 781.
Ortlerit 440.
Ottfjälldiabas 1161.
Ouachitit 543.

Paisanit 465.
Palaeoandesit 448.
Palaeodolerit 1112.
Palaeophyr 443.
Palaeophyrit 440.
Palaeopikrit 1191.
Palagonit 1038.
Palagonitfels 1039.
Palagonittuff 1039.
Palatinit 1072. 1073. 1135.

Pantellerit 608.
Paradiorit 1169.
Paramelaphyr 942.
Pechstein 692.
Pechsteinfelsit 696.
Pechsteinpeperit 939.
Pechsteinporphyr 692.
Pechthonstein 696.
Pegmatit 492.
Peperin 1212.
Peperinbasalt 1237.
Peridotit 302. 337.
  Mineralbestand des 343.
Perlit 618.
Perthitophyr 284. 308.
Pfahlschiefer 79.
Phonolith 817.
  nephelinitoider 819.
  trachytoider 817.
  eutaxitischer 821.
  gefleckter 822.
  vitrophyrischer 824.
Phonolithische Gesteine 796. 1307.
  Classification der 816.
  Contactmetamorphose an 829.
  Definition der 799. 801. 828.
  Literatur der 796.
  Mineralbestand der 800.
    Aegirin in 809. 823.
    Aegirinaugit in 809. 823.
    Ainigmatit in 814. 823.
    Albit in 805. 815.
    Anorthoklas in 803.
    Apatit in 813.
    Arfvedsonit in 812. 823.
    Augit in 809.
    Biotit in 812.
    Diopsid in 809. 823.
    Eisenerze in 813.
    Feldspath der Grundmasse in 803. 824.
    Grundmasse der 815.
    Hainit in 814.
    Hauyn in 807.
    Hornblende in 811. 823.
    Katophorit in 812.
    Laavenit in 814.
    Leucit in 807.
    Melanit in 814.
    Mikroperthit in 824.
    Nephelin in 805.
    Nosean in 807.
    Olivin in 814.
    Plagioklas in 804.
    Pyroxen der Grundmasse in 810.
    Sanidin in 801. 823.
    Sodalith in 807.
    Spinell in 814.
    Titanit in 813.
    Wollastonit in 814.
    Zirkon in 813.
  Structurformen der
    trachytische 817.
    nephelinitoide 820.
    ocellare 821.
    eutaxitische 821.
  Tuffe der 830.
  Typen der
    Apachittypus 823.
    hyalophonolithischer Typus 824.
    leucitophyrischer Typus 827.
    leucitphonolithischer Typus 825.
    nephelinitoider Typus 819.
    trachytoider Typus 817.
Phonolithbasalt 1014.
Phonolithgläser 824.
Phonolithpechstein 825.
Phonolithtuff 831.
Pikrit 1189.
Pikritporphyrit 544. 1189.
Pilit 764.
Pilitkersantit 525.
Pilitminette 521.
Piperno 754. 756. 757. 766. 822.
Plagioklasaugen 1010.
Plagioklasit 298.
Plagioklas-Skapolith-Diorit 333.
Porfido rosso antico 943.
Porfido verde antico 1060.
Porphyr, älterer, des Schwarzwaldes 408.
Porphyre bleu 451.
Porphyrite 919.
  Classification der 925. 933.
  Dynamometamorphose der 956. 961.
  Literatur der 919.
  Mineralbestand der 926.
    Augit in 931.
    Biotit in 929.
    Bronzit in 931.
    Glasbasis in 936.
    Granat in 932.
    Hornblende in 930.
    Orthit in 932.
    Orthoklas in 928.
    Plagioklas in 927.
    Titanit in 932.
    Zunyit in 932.
  Structur der 933.
  Tuffe der 965.
Porphyroide 715. 723. 728.
Porphyrschiefer 722.
Pringle Andesite 896.
Propylit 913.
Proterobas 1138.
Protobastitfels 303. 305.
Protogin 80.
Pseudosphärolith 601. 675. 681.
Puddinggranit 73.
Pulaskit 118.
Pulaskitaplit 465.

Pyromerid 684.
Pyroxenfels 368.
Pyroxenfoyait 191.
Pyroxengesteine 343. 367.
Pyroxengranit 59.
Pyroxengranitit 55.
Pyroxenit 367. 1281. 1302.
Pyroxenolith 369.
Pyroxenquarzporphyr 649. 653. 673.
Pyroxensyenit 123.

Quarz-Augit-Diorit 241.
Quarzaureolen 684.
Quarzbasalt 1023.
Quarzbiotitfels 96.
Quarzdiabas 1143.
Quarzdiorit 234.
Quarzfreier Porphyr 778.
  Literatur über 778.
  Mineralbestand und Structur des 780.
    Augit in 787. 789. 791.
    Feldspath in 781. 783. 785. 790.
    Olivin in 788.
  Metamorphose des 795.
  Tuffe des 795.
Quarz-Glimmer-Diorit 231.
Quarz-Glimmer-Porphyrit 934. 936.
Quarz-Glimmer-Vitrophyrit 938.
Quarz-Hornblende-Porphyrit 934. 943.
Quarz-Hypersthen-Diorit 232.
Quarz-Hypersthen-Porphyrit 951.
Quarzkeratophyr 707. 724. 744.
Quarzkeratophyrtuff 725.
Quarzmuscovitfels 96.
Quarzporphyre und Quarzkeratophyre 631.
  Classification der 669.
  Dynamometamorphose der 714. 1307.
  Literatur über 631.
  Metamorphose an 713.
  Mineralbestand der 642. 708.
    Albit in 708.
    Anatas in 655.
    Apatit in 654.
    Augit in 653.
    Biotit in 650. 709.
    Bronzit in 653.
    Brookit in 655.
    Diallag in 653.
    Eisenerz in 654.
    Flussspath in 655.
    Glaukophan in 652.
    Granat in 655.
    Grundmasse in 656. 709.
    Hornblende in 652.
    Korund in 655.
    Mikrofelsit in 663.
    Muscovit in 651.
    Oosit in 654.
    Orthit in 655.
    Orthoklas in 647.
    Pinit in 654.
    Plagioklas in 649.
    Quarz in 643. 708.
    Riebeckit in 653.
    Topas in 655.
    Turmalin in 655.
    Zirkon in 654.
  Structur der 670.
    felsophyrische 679.
    fluidale 685.
    granophyrische 674.
    kuglige 679.
    Mandelsteinstructur 686.
    mikrogranitische 670.
    vitrophyrische 691.
  Tuffe der 725.
  Verkieselung der 706.
  Verwitterung der 687. 705.
Quarzporphyr 631.
  felsophyrischer 678.
  granophyrischer 674.
  mikrogranitischer 670.
  topasirter 106.
  vitrophyrischer 691.
Quarzporphyrtuff 725.
  agglomeratischer 727.
  dichter 725.
  Dynamometamorphose des 728.
  Krystalltuff 726.
  silificirter 726.
Quarzpropylit 914.
Quarzrutilschiefer 138.
Quarzsyenit 57.
Quarzsyenitporphyr 1305.
Quarztinguáit 473. 748.
Quarztinguáitporphyr 1306.
Quarztrachyt 570.
Quetschzonen 78.

Rapakiwi 53.
Reaction rims 315.
Rhombenporphyr 784.
Riebeckitgranit 58.
Riebeckittrachyt 770.
Rofnagneiss 722.
Routivarit 310.

Särnadiabas 1161.
Salitdiabas 1146.
Salitperidotit 354.
Sanidinaugen 740.
Sanidinit 742. 747. 754. 755. 757. 775.
Sanidin-Oligoklas-Trachyt 758.
Sanidintrachyt 759.
Sanukit 903.
Saussüritgabbro 327.
Saxonit 355.
Schalstein 1186.
Schalsteinschiefer 1165.

Schiefergneiss 258.
Schiefriger Amphibolit 1165.
Schiefriger Porphyr 715.
Schillerfels 348. 355.
Schriesheimit 348.
Schwarzer Porphyr des Harzes 950.
von Lugano 945.
Scyelite 352.
Sericitkalkphyllit 1168.
Serpentin 344. 354. 358. 363. 364. 367. 370. 1302.
Shonkinit 381. 1299. 1303.
Shoshonit 1217.
Sideromelan 1040.
Sillit 296.
Skapolithamphibolit 332.
Skapolithhornblendegestein 331.
Smaragditfels 369.
Soapstone 1162.
Sodalithgestein 191.
Sodalithsyenit 123.
Sodalithsyenit Steenstrup 189. 192.
Sodalithtrachyt 767.
Sölvsbergit 475.
Sordawalit 1119. 1121.
Sperone 1233.
Spessartit 532.
Sphärolith 682.
Sphärolithfels 586.
Sphärokrystall 681.
Spilit 1061. 1307.
Spilosit 1171. 1174.
Structurformen
aplitische 317. 461.
diabasische 313. 1008. 1072. 1114.
durchflochtene 605.
eutaxitische 821.
felsophyrische 593. 679. 884.
fluidale 76. 136. 200. 317. 519. 604. 685.
glomeroporphyrische 1013.
granophyrische 404. 590. 607. 674.
holokrystallin-porphyrische 403. 517. 587. 592. 1010.
hyalopilitische 885. 888. 1012.
hyperitische 314.
hypidiomorph-körnige 13. 197. 461. 1007. 1116.
intersertale 1008. 1071. 1117.
kataklastische 78. 135. 201. 256. 1130.
kelyphitische 314.
körnige 13.
kuglige 68. 252. 319. 518. 679. 1297.
Mandelsteinstructur 686.
miarolitische 67. 254.
Migrationsstructur 1187.
mikrofelsitische 593. 679. 884.
mikrogranitische 403. 423. 670.
mikropoikilitische 671.
Mörtelstructur 80.
ocellare 821.
ophitische 313. 1008. 1072. 1114.
orthophyrische 761.
panidiomorph-körnige 13. 317. 516.
pegmatitische 200.
pilotaxitische 885. 888.
poikilitische 671.
porphyrische 75. 134. 199. 255. 313.
protoklastische 136.
sphärolithische 604.
spilitische 1061. 1117.
trachytische 118. 134. 198. 604. 762. 817. 883.
variolitische 1118.
vitrophyrische 691. 890. 1013. 1120.
Stubachit 365.
Stubachitserpentin 365.
Suldenit 441.
Syenitaplit 463.
Syenitgranit 52.
Syenitische Gesteine 107. 1298.
Classification der 116.
Contactmetamorphose der 137.
Literatur der 107.
Mineralbestand der 110.
Aegirin in 114.
Aegirinaugit in 114.
Ainigmatit in 119.
Albit in 110.
Anorthoklas in 110. 129.
Arfvedsonithornblende in 112. 123.
Barkevikit in 112.
Biotit in 113.
Diopsid in 113.
Hornblende in 111.
Hypersthen in 115.
Malakolith in 114.
Orthit in 121.
Orthoklas in 110.
Plagioklas in 111.
Riebeckit in 122.
Sodalith in 123.
Structur der 132.
dynamisch-porphyrische 135.
Parallelstructur 136.
porphyrische 134.
protoklastische 136.
trachytoide 118. 134.
Typen der
Akerittypus 126.
Albanytypus 122.
Erzenbachtypus 116.
Gröbatypus 125.
Laurvikittypus 129.
Monzonitypus 125. 1299.
Nordmarkittypus 118.
Plauenscher — Grundtypus 120.
Pulaskittypus 118.
Umptekittypus 123.
Syenitpegmatit 496.
Syenitporphyre 420.

Literatur der 389.
Mineralbestand der 420.
Accessorische Gemengtheile in 422.
Augit in 422.
Biotit in 421.
Feldspath in 420. 425.
Grundmasse der 422.
Hornblende in 421. 426.
Structur der 423.

Tachylyt 1028. 1262.
Tachylytbasalt 545. 1014.
Taimyrit 768.
Tawit 174.
Tawitporphyr 174.
Tephrite und Basanite 1198.
Literatur der 1198.
Mineralbestand der 1202.
Structur der 1208.
Tephritoid 1221.
Teschenit 377. 1156. 1303.
Theralithe 372. 1302.
Literatur der 372.
Mineralbestand der 374.
Tholeiit 1071.
Thonstein 723. 1077.
Thuringitschiefer 1187.
Timazit 452. 913.
Tinguáit 477.
Tinguáitische Gesteine 472.
Tinguáitporphyr 480.
Töllit 439.
Tonalit 235. 259.
Tonalitaplit 464.
Tonalitgneiss 257.
Tonalitporphyrit 437.
Topasbrockenfels 105.
Topashornfels 106.
Trachybasalt 545. 1014.
Trachyte 734. 1305.
Classification der 758.
Definition der 738.
Literatur der 734.
Mineralbestand der 739.
Aegirin in 750.
Aegirinaugit in 749.
Akmit in 750.
Amphibol in 748.
Anomit in 746.
Anorthoklas in 743.
Apatit in 752.
Augitgabbro in 750.
Azorit in 757.
Barkevikit in 748.
Biotit in 745.
Bronzit in 751.
Cordierit in 757.
Diopsid in 749.
Eisenerz in 752.
Feldspath der Grundmasse in 745.
Grundmasse der 757.
Hornblende in 747.
Hypersthen in 751.
Katophorit in 748. 750.
Laavenit in 757.
Labrador in 744.
Leucit in 756.
Nephelin in 756.
Oligoklas in 744.
Olivin in 754.
Orthit in 757.
Pseudobrookit in 753.
Pyroxen der Grundmasse in 751.
Pyrrhit in 757.
Quarz in 755.
Rinkit in 757.
Sanidin in 740.
Skapolith in 757.
Sodalith in 754.
Spinell in 757.
Titanit in 753.
Tridymit in 756.
Turmalin in 757.
Zirkon in 753.
Structurformen der 758.
orthophyrische 761.
trachytische 762.
vitrophyrische 774.
Tuffe der 776.
Typen der 760.
akmittrachytischer 769.
Arsotypus 773.
Biotit-Hypersthentrachytischer 771.
Drachenfelstypus 760.
glasiger 773.
Ponzatypus 765.
sodalithtrachytischer 767.
Trachyt, andesitischer 771.
eigentlicher 760.
phonolithischer 767.
Trachytgläser 773.
Trachytpechstein 615.
Trachyttuff 776. 830.
Troktolith 295.
Tuff, dichter 725.
conglomeratischer 725.
Krystall- 725.
Tuffit 733.
Tuffoid 733.
Tuffporphyroid 733.
Turmalingranit 61. 82.
Turmalinhornfels 105.

Umptekit 123.
Umptekitporphyr 426.
Uralitdiabas 1107.
Uralitit 1107.
Uralitporphyrit 1061.
Uralitsyenit 127.

Valrheinit 1169.
Variolit 1121, 1169.
Variolite du Drac 1061.
Vaugnerit 65.
Venjanporphyrit 444.
Verit 893.
Vintlit 448.
Viridit 666.
Vitrophyr 691.
Vogesit 529.
Volcanit 848.
Volhynit 454.
Vulkanische Aschen und Sande 1292.
Websterit 367. 1302.
Wehrlit 353. 1302.
Weiselbergit 953.
Wenneberglava 524.
Wiborgs Rapakiwi 53.
Wihtisit 1121.
Wollastonitgestein 1301.
Yogoit 1299.
Zirkonsyenit 145.
Zobtenit 326.
Zwitter 83.

Erklärung der Tafeln.

Tafel I.

Fig. 1. Hypidiomorph-körnige Structur. Granitit von Hertwigsdorf. Vergr. 1 : 12.
Fig. 2. Kataklasstructur. Granitit aus der Darial-Schlucht, Caucasus. Vergr. 1 : 12. + Nic.
Fig. 3. Kataklasstructur. Granitit von Mombeja, Portugal. Vergr. 1 : 12. + Nic.
Fig. 4. Hochgradige Kataklasstructur. Fibbia-Granit. Vergr. 1 : 12. + Nic.

Tafel II.

Fig. 1. Hypidiomorph-körnige Structur. Olivingabbro von Mount Addison. N. H. Vergr. 1 : 12. // Nicols.
Fig. 2. Resorptions-Mäntel (reaction rims) um die eisenhaltigen Gemengtheile in Gabbro von Moss. Norwegen. Vergr. 1 : 12.
Fig. 3. Ophitische Structur. Diabas von Billingen, Schweden. Verg. 1 : 12. + Nic.
Fig. 4. Gabbroähnliche Structur an Olivindiabas von Skrydarhyttan, Nerike, Schweden. Vergr. 1 : 12.

Tafel III.

Fig. 1. Panidiomorph-körnige Structur. Kersantit von Markirch. Vergr. 1 : 12.
Fig. 2. Holokrystallin-porphyrische Structur. Mikrogranitischer Quarzporphyr von Halle a. S. Vergr. 1 : 24. + Nic.
Fig. 3. Porphyroid vom Steimel bei Schameder. Vergr. 1 : 15.
Fig. 4. Porphyroid vom Bielstein bei Olpe. Vergr. 1 : 15.

Tafel IV.

Fig. 1. Hyalopilitische Structur. Augitporphyrit vom Weiselberg bei Oberkirchen. Vergr. 1 : 12.

Fig. 2. Intersertalstructur. Augitporphyrit. Serra Jurea, S. Paulo, Brasilien. Vergr. 1 : 12. + Nic.

Fig. 3. Navitstructur. Melaphyr von Hoppstädten, Birkenfeld. Vergr. 1 : 12.

Fig. 4. Sphärolith mit pseudopodienähnlichen Fortsätzen. Liparit von Kremnicka. Vergr. 1 : 24.

Tafel V.

Fig. 1. Lagenstructur an Liparit von Telkibanya. Vergr. 1 : 12.

Fig. 2. Trachytstructur. Trachyt aus den phlegräischen Feldern. Vergr. 1 : 15. + Nic.

Fig. 3. Structur der nephelinitoiden Phonolithe. Phonolith vom Brüxer Schlossberg. Böhmen. Vergr. 1 : 15.

Fig. 4. Vitrophyrische Structur. Biotit-Hypersthen-Andesit vom Karatash bei Smyrna. Vergr. 1 : 12.

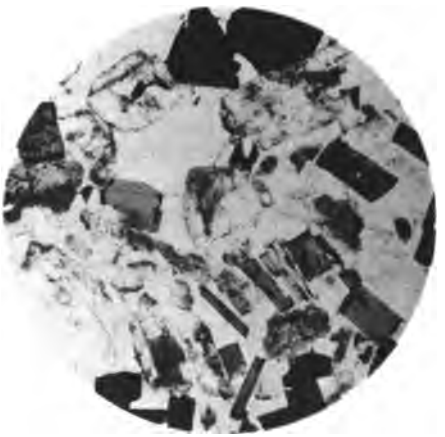
Tafel VI.

Fig. 1. Hypidiomorph-körnige Structur am Basalt von der Löwenburg im Siebengebirge. Vergr. 1 : 12.

Fig. 2. Holokrystallin-porphyrische Structur mit panidiomorph-körniger Grundmasse. Basalt vom Petersberg im Siebengebirge. Vergr. 1 : 15.

Fig. 3. Hypokrystallin-porphyrische Structur am Basalt vom Finkenberg bei Bonn. Vergr. 1 : 12.

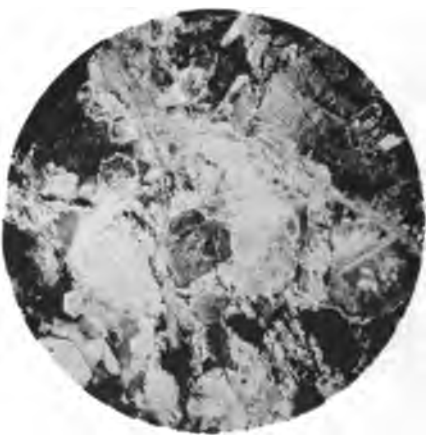
Fig. 4. Palagonit von Seljadalr, Island. Vergr. 1 : 12.



1

2

3



4

Lichtdruck von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

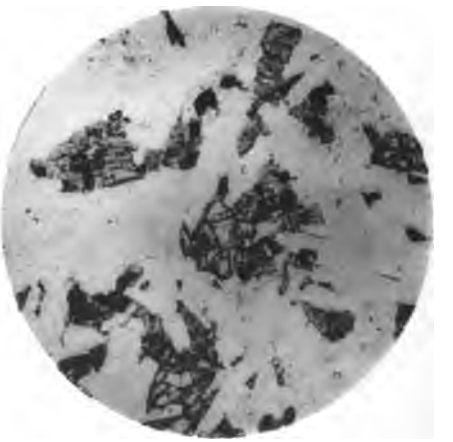
UNIV. OF
CALIFORNIA

1

2

UNIV. OF CALIFORNIA

3



4

Lichtdruck von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

UNIV. OF
CALIFORNIA

1

2

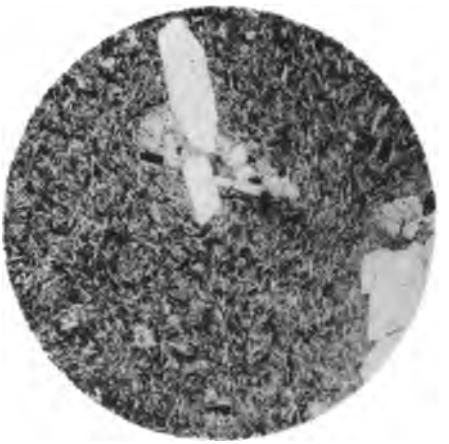
UNIV. OF CALIFORNIA

3

4

Lichtdruck von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

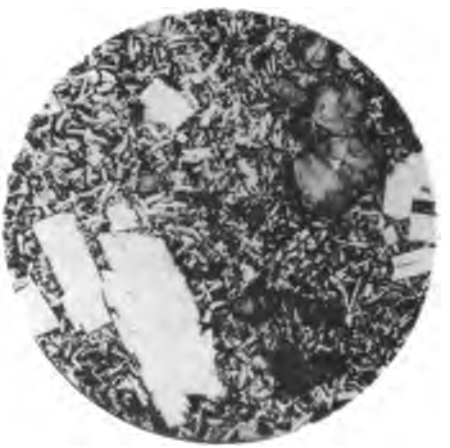
UNIV. OF
CALIFORNIA



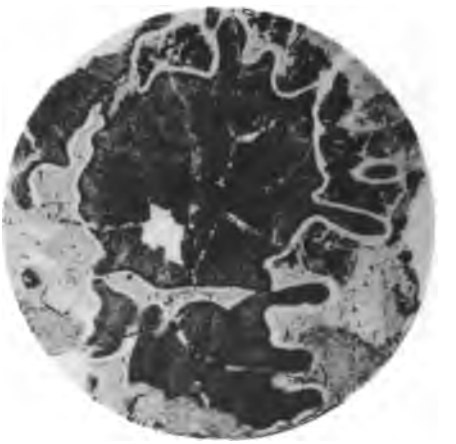
1

2

UNIV. OF
CALIFORNIA



3

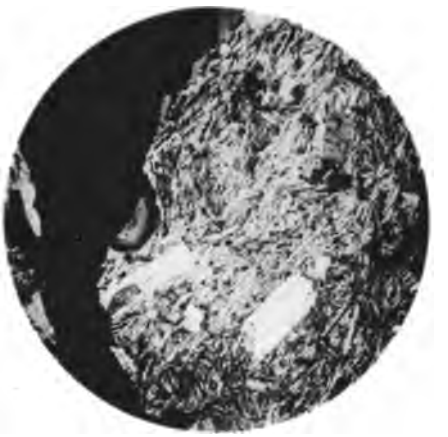


4

Lichtdruck von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

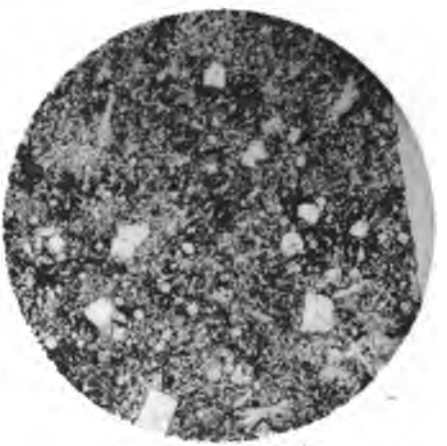
UNIV OF
CALIFORNIA

1



2

Univ. of California



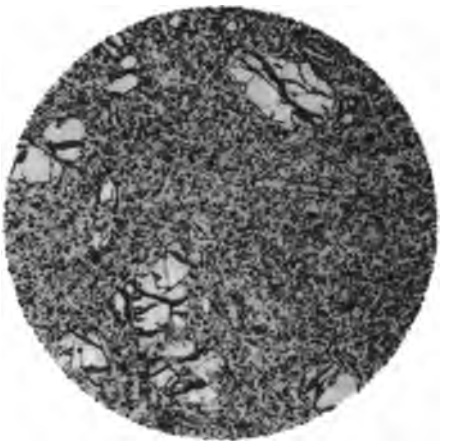
3

4

Lichtdruck von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

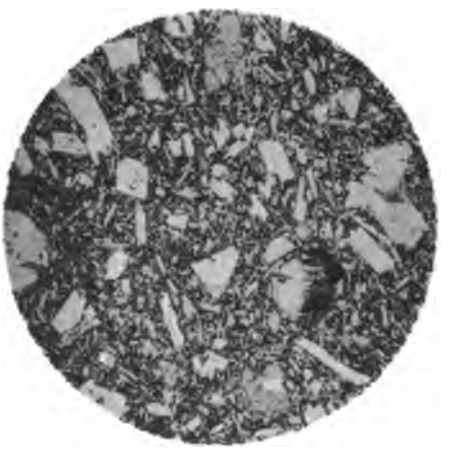
UNIV. OF
CALIFORNIA

1

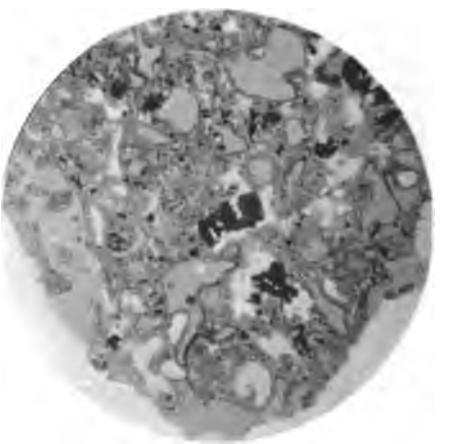


2

UNIV. OF
CALIFORNI



3



4

Lichtdruck von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

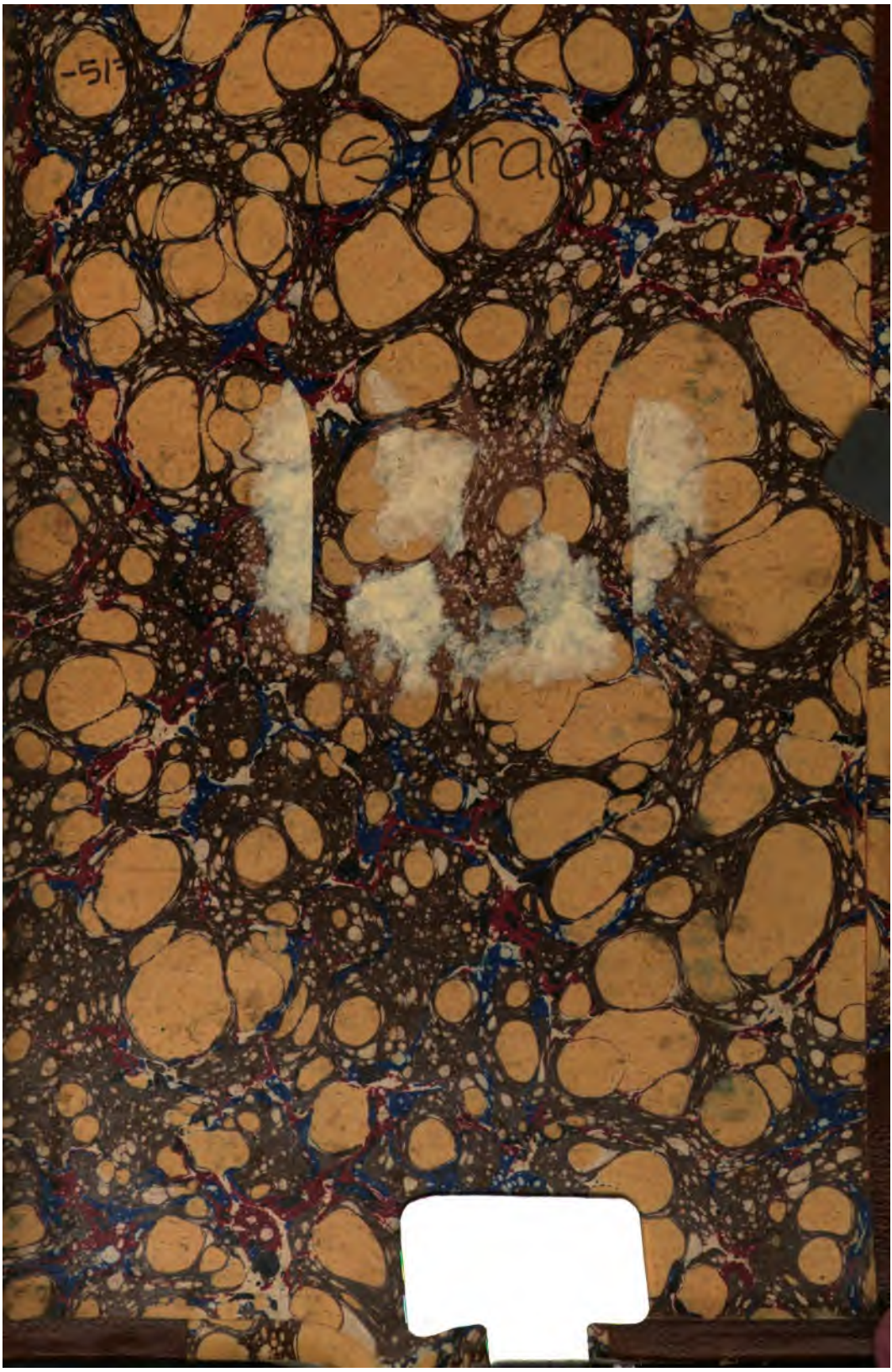
UNIV. OF
CALIFORNIA

14 DAY USE
RETURN TO DESK FROM WHICH BORROWED
EARTH SCIENCES LIBRARY

This book is due on the last date stamped below, or on the date to which renewed.
Renewed books are subject to immediate recall.

LD 21–50m·6,'60
(B1321s10)476

General Library
University of California
Berkeley


-51
Sara